INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. LVIII

BUCUREŞTI
1981

Institutul Geologic al României

Responsabilitatea asupra conținutului articolelor
revine în exclusivitate autorilor

Institutul Geologic al României

INSTITUTUL DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ

VOL. LVIII

BUCUREŞTI
1981

Institutul Geologic al României

CONTENU

Page.

Gandrabura E. Etude minéralogique, pétrographique et géochimique de l'éruptif mésozoïque des monts Trascău 113

Lubenescu Victoria. Etude biostratigraphique du Néogène supérieur du sud-ouest de la Transylvanie 189

Popa Elena. La biostratigraphie des formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului (Monts Apuseni) 203

Institutul Geologic al României

CUPRINS

Pag.

Gandrabura E. Studiul mineralogic, petrografic și geochimic al eruptivului mezozoic din munții Trascău 5

Lubenescu Victoria. Studiul biostratigrafic al Neogenului superior din sud-vestul Transilvaniei 123

Popa Elena. La biostratigraphie des formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului (Monts Apuseni) 203

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

STUDIUL MINERALOGIC, PETROGRAFIC ŞI GEOCHIMIC AL ERUPTIVULUI MEZOZOIC DIN MUNŢII TRASCĂU [1]

DE

EMANOIL I. GANDRABURA [2]

Volcanic rocks. Ophiolites. Spilites. Basalts. Latite-andesites. Banatites. Mesozoic. Pyroclastites. Magmatic differentiation. Calc-alkaline magmatism. Alkaline magmatism. Hydrothermal alterations. Apuseni Mountains-Mureş Mountains-Trascău Mountains.

Abstract

Mineralogical, Petrographical and Geochemical Study of the Mesozoic Eruptive Rocks in the Trascău Mountains. From the geological point of view the study area belongs to the Mesozoic ophiolitic magmatism, developed in the zone of the Mureş Mountains. Basic rocks (basalts, spilites, microgabbros), intermediary and acid rocks have been identified on the basis of petrographic and petrochemical criteria. The intermediary and acid rocks belong to two distinct series : a calc-alkaline series (andesites, dacites, rhyolites) and an alkaline series (latite-andesites, alkaline trachytes and alkaline rhyolites). In the above-mentioned series, the rocks are accompanied by the corresponding pyroclastic processes. The andesites, latite-andesites and the pyroclastic products associated form a complex which has undergone hydrothermal alteration processes, equivalent to the greenschist and zeolitic facies. The two rock series have formed by the fractional crystallization of two distinct magmas, a calc-alkaline and an alkaline magma.

TABLA DE MATERII

Pag.

Introducere 6
I. Localizare şi încadrare geologică 7

[1] Teză de doctorat, susţinută la 15 mai 1976 la Universitatea „Al. I. Cuza", Iaşi.

[2] Universitatea „Al. I. Cuza", facultatea de Biologie-Geografie-Geologie, laboratorul de Mineralogie, Iaşi.

Institutul Geologic al României

I.1. Localizarea fizico-geografică, morfologia și hidrografia regiunii . . . 7
I.2. Încadrarea geologică 8
I.3. Istoricul cercetărilor 9
II. Stratigrafia formațiunilor din regiune 19
II.1. Formațiuni mezozoice 19
II.1.1. Vulcanitele 20
1.2. Formațiuni sedimentare mezozoice 29
Jurasicul 29
Cretacicul 30
II.2. Formațiuni sedimentare tortoniene 30
II.3. Petrografia și mineralogia rocilor eruptive 31
II.3.1. Bazaltele 31
3.2. Microgabbroul 32
3.3. Spilitele 32
3.4. Rocile complexului andezitic-latiandezitic 33
II.4. Caracteristicile petrochimice ale magmelor 50
4.1. Bazalte, microgabbrouri și spilite 51
4.2. Andezite 54
4.3. Latiandezite 60
4.4. Tufuri andezitice 65
4.5. Dacite 68
4.6. Trahite alcaline 72
4.7. Riolite și riolite alcaline 75
4.8. Tufuri riolitice 80
III. Roci banatitice 83
IV. Petrogeneza 85
1. Apartenența la serie 85
2. Problema magmei generatoare 89
3. Diferențierea magmelor 93
V. Considerații structurale 103
Concluzii 106
Bibliografie 107
Rezumat 113
Explicații planșe 119

INTRODUCERE

Studiul magmatismului mezozoic constituie de mult timp o problemă importantă pentru cunoașterea evoluției geologice a munților Mureșului și a posibilităților lor economice. El a fost abordat în studiu, sub multiplele sale aspecte, în special în Munții Metaliferi și Drocea, zone în care este bine reprezentat printr-o gamă variată de petrotipuri. În schimb extremitatea de NE a zonei „ofiolitice", cu extindere mai redusă și situată pe teritoriul munților Trascău, a fost mai puțin cercetată. Prezentul studiu are ca obiectiv tocmai această zonă, înscriindu-se astfel în

Institutul Geologic al României

eforturile consacrate cunoașterii magmatismului inițial, constituind o tentativă de actualizare a problemelor legate de petrologia și petrogeneza vulcanitelor prezente în regiunea Săndulești-Poiana Aiudului (pl. I). În acest scop am efectuat cercetări de teren în perioada anilor 1969—1972, cercetări însoțite și urmate de activitatea desfășurată în cadrul laboratorului de Mineralogie al Universității „Al. I. Cuza", care a avut ca rezultat stabilirea compoziției chimice și mineralogice a rocilor supuse cercetărilor. Elementele de ordin geologic, mineralogic și petrologic, îmbinate cu cele petrochimice, au permis precizarea fenomenelor care au concurat în desfășurarea vulcanismului mezozoic, fenomene care au favorizat generarea unei game largi de petrotipuri pe o suprafață relativ redusă.

Mulțumesc pe această cale prof. dr. doc. Radu Dimitrescu pentru încredințarea acestui subiect, exprimîndu-mi totodată profunda recunoștință față de sprijinul continuu acordat, cît și pentru stimularea și indicațiile eficiente din timpul elaborării acestei lucrări.

Mulțumirile mele sînt adresate și conf. dr. Viorel Erhan pentru sprijinul moral acordat.

Indicațiile primite din partea conf. dr. Nicolae Iorga mi-au permis o abordare fructuoasă a unor probleme de chimism, iar determinările röntgenometrice efectuate de D-sa mi-au ușurat anumite precizări, fapte pentru care îi adresez călduroase mulțumiri.

Mulțumesc de asemenea șefului de lucrări dr. Ion Petreuș pentru indicațiile și discuțiile prețioase privitoare la studiul feldspaților plagioclazi.

Adresez mulțumiri tuturor colegilor de la Catedra de Geologie-Mineralogie-Geochimie de la Universitatea „Al. I. Cuza" care direct sau indirect au contribuit la realizarea lucrării.

I. LOCALIZARE ȘI ÎNCADRARE GEOLOGICĂ

I.1. LOCALIZAREA FIZICO-GEOGRAFICĂ, MORFOLOGIA ȘI HIDROGRAFIA REGIUNII

Regiunea care face obiectul prezentului studiu aparține din punct de vedere administrativ județelor Cluj și Alba, situîndu-se în apropierea orașului Turda. Localizarea mai precisă poate fi făcută cu ajutorul localităților mai apropiate, astfel : în partea vestică, pe o linie nord-sud, Săndulești-Buru-Rimetea-Poiana Aiudului, iar în partea estică spre nord de Poiana Aiudului, Pietroasa-Moldovenești-Cheile Turzii-Săndulești.

Prin poziția sa, regiunea care ne interesează, ocupă un loc aparte găsindu-se la contactul a două unități distincte : bazinul Transilvaniei și Munții Apuseni, integrîndu-se morfologic și geologic în cea de a doua unitate, reprezentînd de fapt o parte din extremitatea estică a acesteia.

Munții Trascău, cunoscuți sub acest nume și de către localnici, au particularități morfologice care îi deosebesc de munții învecinați. Prezența dominantă a calcarelor imprimă un relief caracteristic, diferit de cel vulcanic care este prezent în sud-vest. Limita nordică a munților

Institutul Geologic al României

Trascău trebuie considerată în apropierea Cheilor Turzii, unde vulcanitele mezozoice și calcarele tithonice se afundă sub depozitele tortoniene ale bazinului Transilvaniei. Ivirile reduse de vulcanite și calcare de la Sănduleşti și Cheile Turului sau cele de vulcanite din valea Pietroasa și de sub biserica din satul Cornești sînt în bazinul Transilvaniei și au fost scoase la zi prin erodarea de către ape a cuverturii tortoniene și sugerează continuarea vulcanitelor spre nord-est și spre est. În partea vestică se consideră ca limită a munților Trascău culoarul depresionar Iara-Sălciua. În sud limita este dată de valea Ampoiului, iar în est de depozitele tortoniene ale bazinului Transilvaniei.

În regiunea Sănduleşti-Poiana Aiudului formele de relief au fost determinate de prezența vulcanitelor mezozoice și a calcarelor tithonice. Înălțimea reliefului este în general scăzută, variind între limitele de 500 și 1 000 m, singurele puncte unde altitudinea de 1 000 m este depășită fiind la vest de locul numit Cuptoare și în culmea calcaroasă a Pietrii Secuiului. Dacă înălțimile sînt mici totuși zona prezintă un caracter accidentat pronunțat, datorită cursurilor de apă care au săpat văi adînci în masa rocilor, formînd adevărate chei și căderi de apă. Cheile trădează originea epigenetică a acestor văi, iar cursurile repezi ale apelor arată vîrsta tînără a văilor. Pe lîngă cunoscutele Chei ale Turzii, cele ale Turului și Aiudului, toate ferestruite în calcare, mai sînt și cele săpate în vulcanite. Mai importante sînt Cheile Arieșului între Buru și Moldovenești, iar altele de dimensiuni modeste se găsesc pe pîrîul Hăjdate (La Ciucaș), pîrîul Borzești și pîrîul Nadaș. Pe cursurile acestor pîraie se întîlnesc și dese căderi de apă care uneori ajung la 10—15 m.

Principalul curs de apă, care străbate regiunea de la vest la est între localitățile Buru și Moldovenești, este rîul Arieș, care primește aportul de apă a majorității pîraielor. În majoritatea lor cursurile mici de apă se îndreaptă de la nord-vest spre sud-est separînd culmi cu aceeași orientare, culmi care se desprind din creasta principală cu orientare aproximativă nord-sud. Fac excepție de la această direcție de curgere pîrîul Pietroasa și pîrîul Rachișului, a căror izvoare se găsesc în bazinul Transilvaniei. Primul curge spre nord ducîndu-și apele în rîul Arieș, după ce a adunat apele unor afluenți mai mici ca : Pîrîul Porcului, Valea lui Imre și Valea Dracului. Pîrîul Rachișului colectează apele din văile : Muntelui, Vadul Pleș, Coasta Mare și Mihali îndreptîndu-se spre sud unde confluează cu pîrîul Aiudului. În partea de vest, în valea Trascăului se varsă apele din Valea Albă.

Pe lîngă terenul accidentat, un alt factor care a îngreuiat observațiile de teren este gradul ridicat de acoperire, în special cu păduri.

I.2. ÎNCADRAREA GEOLOGICĂ

Am arătat că regiunea Sănduleşti-Poiana Aiudului se găsește pe aria munților Trascău. Munții Trascău se încadrează prin evoluția lor geologică într-o arie mai mare, în munții Mureșului. Caracterul de unitate structurală al munților situați între Mureș și Arieș a fost întrevăzut

Institutul Geologic al României

încă de Loczy (1912), care a sesizat că această arie este constituită din umplutura unui geosinclinal și a denumit-o „zona Turda-Lipova". Tot Loczy (1918) insistă în a sublinia caracterul de orogen alpin și numește unitatea : „geosinclinalul Munților Metaliferi".

Macovei și Atanasiu (1934) studiind Cretacicul de pe teritoriul României au recunoscut trăsăturile de entitate pentru acest geosinclinal, denumind-o „Munții Mureșului". Aceste denumiri au fost apoi reluate și utilizate de diferiți cercetători, ca : Kober (1931), Rozlozsnik (1936), Papiu (1953). Stille adoptă denumirea de geosinclinalul Mureșului, termen folosit apoi și de Giușcă et al. (1963).

Bleahu și Lupu (1963) sînt de părere că pentru Munții Metaliferi termenul de șanț este mai adecvat decît cel de geosinclinal, denumind unitatea „șanțul Munților Metaliferi".

Ianovici et al. (1969) utilizează termenul de Munții Metaliferi în sens larg, incluzînd în această denumire și munții Drocea și Trascău, definind astfel unitatea structurală generată de evoluția unui șanț geosinclinal delimitat la est de bazinul Transilvaniei, la sud de cristalinul getic, la vest de bazinul pannonic, sub care se afundă, iar la nord de cristalinul Apusenilor Nordici.

Indiferent de termenul utilizat pentru desemnarea acestei unități structurale, cercetătorii în unanimitate au recunoscut existența ei aparte, făcînd distincție între aceasta și unitățile vecine. Cu toate că au fost semnalate unele deosebiri între diferitele regiuni ale unității munților Mureșului de către unii cercetători (Borcoș et al., 1965 ; Ianovici et al., 1969), iar altele vor fi semnalate în cele ce urmează, acestea nu se datorează decît unor condiții locale care au favorizat desfășurarea unor evenimente într-o regiune sau alta. Evoluția activității vulcanice din regiunea Săndulești-Poiana Aiudului va fi privită în raport cu evoluția aceluiași fenomen în întreaga arie geosinclinală, iar folosirea delimitării prin cele două localități Săndulești și Poiana Aiudului se face pentru a desemna aria cu răspîndirea cea mai mare a vulcanitelor mezozoice din munții Trascău, facilitînd astfel referirile.

I.3. ISTORICUL CERCETĂRILOR

Primele observații asupra rocilor eruptive din munții Trascău aparțin cercetătorilor Hauer și Stache (1863). Ei au stabilit legături între diabazele de Poiana și cele care se situează la est de satul Rimetea pe valea Ghișteagului.

În anul 1873 Herbich descrie rocile eruptive ale Transilvaniei, raportîndu-le la două zone diferite : (a) Turda-Trascău (Rimetea) și (b) Munții Metaliferi. Cu această ocazie Herbich semnalează porfire feldspatice și porfirite la Poiana, Colțești, Piatra Secuiului, valea Arieșului și Cheile Turzii. Indică prezența melafirelor și a melafirelor amigdaloide la Poiana și în valea Arieșului, precum și existența trahitelor granofirice cu cuarț la Lunca și pîrîul Cioranului.

Institutul Geologic al României

Lucrările întreprinse de Roth von Telegd (1897—1903) în munții Trascău îi permit să figureze pe hartă Cretacicul, calcarele tithonice și eruptivul de la marginea cuvetei Transilvaniei.

Preocupările lui Szentpetery între anii 1904—1928 sînt legate de cunoașterea rocilor eruptive din Munții Metaliferi. Lucrarea sa de doctorat (1904) constituie un studiu asupra rocilor eruptive dintre valea Arieșului și Cheile Turzii, în care separă și descrie : porfire cu cuarț, porfire cu ortoclaz, porfirite și tufuri porfirice și porfiritice. În anul 1905 își continuă studiile în aceeași zonă, dar la sud de valea Arieșului pînă la nivelul localităților Pietroasa-Rimetea, descriind aceleași tipuri de roci. În continuarea studiilor întreprinse în munții Trascău, Szentpetery susține că mineralizația cupriferă de la Pietroasa este asociată diabazelor și porfirelor triasice, arătînd că diabazele cu augit trec în profunzime în diabaze ofitice granulare, în gabbro-diabaze și gabbrouri.

În anul 1917 se distinge în cadrul eruptivului mezozoic un complex de vîrstă triasic-jurasică, complex distinct în raport cu eruptivul cretacic superior. A fost făcută clasificarea eruptivului neogen și a fost introdusă pentru prima dată noțiunea de propilit pentru unul din faciesurile de alterare ale acestor roci.

Dintre formațiunile sedimentare calcarele jurasice prin poziția lor au fost domeniul de studiu al mai multor cercetători. Calcarele jurasice, cel mai adesea, apar ca masive izolate sub forma de klippe înconjurate de depozitele cretacice. Studiul klippelor de calcar din Munții Metaliferi a dus la adoptarea unor interpretări diferite. Unii explicau prezența lor, prin apariția fundamentului de-a lungul liniilor de fractură sau în sîmburele anticlinalelor ; alții au adoptat ideea că acestea ar reprezenta resturi ale unei pînze de șariaj (Uhlig, 1907).

Anul 1919 poate fi considerat ca momentul de început al unei faze noi în munca de cunoaștere a geologiei Munților Metaliferi. Institutul geologic din București inițiază importante studii, la care au participat și oameni de știință de la universitățile din Cluj și Iași.

Macovei și Atanasiu (1934) elaborează o sinteză a formațiunilor sedimentare cretacice, la care sînt adăugate și rezultatele obținute de cei doi. Autorii arată că Munții Metaliferi sînt o unitate orogenă, denumită de ei „geosinclinalul Mureșului".

Ilie începe în anul 1931 o lungă și intensă activitate de descifrare a geologiei Munților Metaliferi și Trascău. În studiile sale, Ilie, abordează probleme variate și complexe mergînd de la cele paleontologice și stratigrafice la cele cu caracter petrografic sau paleogeografic și tectonic. În anul 1936 Ilie realizează un studiu de sinteză asupra munților Trascău, studiu care a fost însoțit de o hartă geologică detaliată la scara 1 : 50 000 precum și de schița tectonică a Munților Metaliferi. Cu această ocazie Ilie emite idei noi privitoare la tectonica Munților Metaliferi. El admite existența unei structuri în pînză de ordinul III, pînză a cărei vîrstă ar fi mezocretacică și care ar avea ca zonă de decolare regiunea masivului Bihor-Muntele Mare. Pînza alcătuită din calcare jurasice și lame de rabotaj de natură ofiolitică se dispune peste autohtonul

Institutul Geologic al României

format din șisturi cristaline, masivul ofiolitic axial și depozitele Cretacicului inferior. Formarea se datorează decolării calcarelor jurasice de pe marginea munților Bihor-Gilău și a smulgerii unor lame din masivul ofiolitic axial, acestea fiind antrenate peste fundamentul cretacic, eveniment care s-a produs înaintea Albianului. I l i e arată că în Munții Metaliferi sînt prezente și șariaje post-eocene, în care ofiolitele triasice încalecă depozite senoniene și eocene, sau s-a realizat o încălecare a depozitelor senoniene de către șisturile cristaline, în munții Trascău. Autorul susține că în urma fazelor de decompresiune au luat naștere linii ruptural vechi și tinere (terțiare). Ultimele au favorizat pătrunderea lavelor, care au generat aparate vulcanice. În ceea ce privește magmatismul mezozoic, același cercetător (1931, 1933, 1936, 1937, 1938), este de părere că acesta s-a manifestat în zonele de torsiune ale geosinclinalului, și a generat masive intrusive de semiprofunzime (a, Turda-Rimetea ; b, masivul axial al munților Trascău și c, masivul din valea Ampoiului) și corpuri filoniene diabazice care au fost încastrate tectonic între depozitele cretacice-inferioare și medii. Pe baza relațiilor existente între acest eruptiv și sedimentarul din culmea principală a Trascăului admite că acest eruptiv este de vîrstă cretacică (Apțian), deoarece străbate depozitele Jurasicului superior și ale Cretacicului inferior. Totuși nu exclude posibilitatea ca unele din aceste roci să aparțină chiar Triasicului superior, ele avînd rol tectonic insinuîndu-se pe liniile de minimă rezistență. După acest cercetător diabazele triasice și ofiolitele cretacice nu pot fi confundate, ele fiind diferite ca poziție stratigrafică, cît și ca aspect petrografic.

Zona „patrulaterului aurifer" Baia de Arieș-Caraciu-Săcărîmb-Zlatna, a format terenul de studiu pentru cercetătorii G h i ț u l e s c u și S o c o l e s c u (1941). Rezultatul cercetărilor îl constituie monografia : „Étude géologique et minière des Monts Métallifères" și o hartă de o factură deosebită pentru acea vreme în țara noastră. Evoluția magmatismului este raportată precis la mai multe faze, acestea sînt datate și sînt incluse în coloana stratigrafică odată cu fenomenele hidrotermale însoțitoare. În ceea ce privește magmatismul mezozoic autorii adoptă, pentru ansamblul depozitelor rezultate, termenul de „complexul melafirelor" care au vîrstă mai veche decît Jurasicul superior, iar pe bază de criterii stratigrafice riguroase disting roci efusive de vîrstă apțiană cu rol de ofiolite, fiind încastrate tectonic între depozitele Cretacicului inferior și mediu. „Complexul melafiric" este considerat ca fiind rezultatul unor erupții de magme puțin diferențiate care au generat în special produse vulcanice cum ar fi lavele, brecii, tufuri și în măsură mai mică dyk-uri. Complexul ofiolitic apțian este constituit din roci eruptive bazice, prezente ca masive sau dyk-uri intruse în depozite sedimentare, sau ca intercalații concordante în acestea. În ceea ce privește tectonica, acești autori contrazic existența structurii în pînză, argumentînd în schimb existența unei structuri în solzi, generată de o împingere de la sud-vest spre nord-est cu efecte de supracutare a edificiului austric. Acest fenomen este plasat în timp după Senonian. Fracturile create de această tectonică cu caracter disjunctiv, s-au menținut ca linii de minimă rezis-

Institutul Geologic al României

tență și au favorizat insinuarea magmelor generatoare ale vulcanismului terțiar.

În ultimele decenii activitatea de cercetare este marcată prin realizarea unor lucrări detaliate. Papiu (1950) pe lîngă studiul minereurilor de mangan și a jaspurilor asociate cu diabazele din masivul Drocea stabilește raporturile dintre eruptivul bazic și formațiunile cretacice. Tot în munții Drocea, Papiu separă: Jurasicul în facies de Stramberg, Cretacicul inferior cu două serii (a, Valanginian-Hauterivian și b, Barremian-Aptian) și Cretacicul (Turonian și Senonian în facies de Gosau).

Lupu (1964) identificînd microfaciesul cu *Saccocoma* dovedește prezența Kimmeridgianului acolo unde se considera că este prezent numai Tithonicul. In stratele cu *Aptychus* raportate Neocomianului, Lupu (1964) descrie o asociație de tintinnide care atestă de fapt prezența Neojurasicului. Lupu (1966) se asociază punctului de vedere exprimat de Ghițulescu și Socolescu (1941) și care constă în a susține că Neojurasicul reprezentat prin calcare este o apariție a fundamentului în cadrul unei structuri în solzi cu vergențe vestice, structură de vîrstă laramică. Cercetările întreprinse de autor în partea de vest a masivului Trascău i-au permis să evidențieze aici existența unui stil tectonic ruptural cu vergențe vestice. Accidentele rupturale au afectat și fundamentul regiunii, iar faptul că formațiunea cea mai nouă afectată este turoniană, iar primele depozite care acoperă liniile de fractură sînt senoniene au dus la ideea că liniile de fractură sînt subhercinice. Lupu (1964) aduce precizări în ceea ce privește o parte din ofiolitele din partea de est a munților Trascău considerînd că acestea (în parte) sînt tithonice, spre deosebire de cercetătorii anteriori care le considerau triasice.

Borcoș et al. (1965) fac o analiză a relațiilor existente între sedimentarul și eruptivul mezozoic de pe întreg teritoriul țării. Referindu-se la Munții Apuseni autorii susțin că Jurasicul superior reprezentat prin calcare recifale se grefează pe complexul de roci bazice. O caracteristică a complexului bazic este asociația unor jaspuri cu radiolari care atestă caracterul submarin al acestor efusiuni.

Se remarcă că în munții Trascău relațiile dintre rocile complexului bazic și depozitele calcaroase jurasice (Callovian-Tithonic) prezintă caractere diferite față de zonele mediană și vestică a munților Mureșului. Autorii contrazic punctul de vedere a lui Ilie în ceea ce privește rolul tectonic al unor ofiolite (și anume că ar fi insinuate pe linii de minimă rezistență) și că între acestea ar exista mai multe varietăți. Ei susțin că cele două tipuri separate de Ilie prezintă, în realitate, o identitate compozițională, cu mici variații structurale. Rocile amintite apar atît în depozitele jurasice-superioare cît și în cele cretacice-inferioare, reprezentînd erupții succesive cu o vîrstă comprehensivă callovian-aptiană. În Barremian erupțiile diabazice au declanșat fenomene fizice și chimice perturbatoare a sedimentației, generatoare de stromatite și de alte roci care au favorizat dezvoltarea recifilor. Aptianul este caracterizat prin relații identice cu cele din Barremian, între eruptiv și sedimentar. Nivelele de roci bazice sînt prezente și în Albian, iar în baza Cenomanianu-

Institutul Geologic al României

lui din valea Steampurilor sînt prezente intercalații de lave și piroclastite diabazice. Pe baza a două analize chimice asupra unor roci provenite din munții Trascău, se susține o deosebire sub aspect chimic a acestora în raport cu celelalte roci bazice din Munții Metaliferi, care constă în treceri spre termeni mai puțini bazici. În concluzie autorii susțin că debutul magmatismului bazic, pe teritoriul țării noastre, trebuie plasat în Paleozoicul superior (munții Codru Moma și Banat) și a activat pînă în Cenomanianul inferior. Vulcanismul bazic a avut un caracter ritmic pulsatoriu, cu amploare diferită în timp. În fapt autorii generalizează pentru munții Metaliferi și Trascău existența ofiolitelor în depozitele Cretacicului inferior ca o consecință a unei activități intermitente care s-a desfășurat pînă în baza Cenomanianului.

În regiunea Feneș-Ighiel-Intregalde se semnalează de către B l e a h u (1967) prezența ofiolitelor apartenente primei faze de manifestare a magmatismului bazic inițial, peste care se dispun transgresiv calcare de Stramberg. Cu aceeași ocazie același cercetător împarte Cretacicul în următoarele patru serii : (1) vulcanogen-sedimentară grauwackică (Valanginian-Hauterivian), (2) subfliș-fliș (Barremian-Apțian), (3) de wildflysch (Apțian superior-Albian) și (4) superioară de fliș. De notat că primele două serii sînt descrise pentru prima oară în această zonă, de asemenea sînt prezentate unele aspecte caracteristice metamorfismului incipient alpin. Se evidențiază că magmatismul ofiolitic s-a manifestat în două faze. În prima fază (Triasic ?-Jurasic) au fost puse în loc diabaze, diabaze-porfirite verzi sau roz asociate cu riolite albe și ortofire. Faza a doua de erupție este sincronă cu sedimentarea Cretacicului, fenomen care duce la apariția unor litofaciesuri caracteristice. În cea de a doua ofiolitele sînt reprezentate prin silluri și curgeri submarine de pillow-lava spilitice, andezite, oligofire și cinerite bazice.

B o r d e a et al. (1968) pe baza studiilor microfaciale au orizontat stiva calcarelor de Cetea-Pleașa din zona Galda-Rîmeți, care se dezvoltă în intervalul Kimmeridgian-Hauterivian. Rocile bazice efusive și depozitele sedimentare în faciesul stratelor cu *Aptychus* alcătuiesc o „formațiune mixtă" vulcanogen sedimentară (Tithonic-Hauterivian), peste care încalecă calcarele din creasta principală a Trascăului.

Toate aceste realizări prin acumulări de date numeroase asupra formațiunilor sedimentare au permis adoptarea unor noi poziții în explicarea adecvată în controversata problemă a genezei klippelor de calcare. Acestea fuseseră interpretate diferit, fie ca provenind din fundament prin desrădăcinare și antrenare în mișcări de supracutare, fie ca petece de acoperire care ar fi aparținut unei mari pînze de decolare, fie că au fost aduse din fundament în fruntea unor solzi. P o p e s c u și M o t a ș (1954) au lansat ideea că aceste klippe pot fi considerate ca olistolite, adică blocuri desprinse din faleză în timpul sedimentării flișului, peste care stau sau de care sînt acoperite. B l e a h u et al. (1960) au reluat ideea și au extins-o, deoarece aceasta s-a dovedit a fi singura ipoteză care este în acord cu poziția celor mai multe dintre klippele calcaroase. Mai mult, ideea formării olistolitelor poate fi aplicată, uneori, și pentru aparițiile de roci eruptive bazice.

Institutul Geologic al României

Lupu (1972) în studiul său asupra stratigrafiei şi structurii formaţiunilor mezozoice din munţii Trascău, ajunge la concluzia că tectonica alpină a creat aici un edificiu structural în pînză de şariaj. În concepţia sa, autohtonul de Trascău este alcătuit din şisturi cristaline, depozite permiene, ofiolite, depozite kimmeridgian-tithonice, calcare de Stramberg, strate cu *Aptychus* şi sedimentar barremian-albian. Autorul raportează ofiolitele autohtonului la trei sectoare : (a) Cheile Turzii-sud Valea Mînăstirii (substratul normal al calcarelor de Stramberg) în care predomină bazalte şi piroclastite bazaltice ; (b) Colţeşti-Valea Inzelului (substratul normal al stratelor cu *Aptychus)* în care predomină bazalte şi subordonat dolerite şi (c) sectorul vestic în care ofiolitele străbat şi se dispun peste şisturile cristaline şi suportă calcarele kimmeridgian-tithonic inferioare. Aici se întîlnesc bazalte şi ortofire. În alcătuirea pînzei de Bedeleu intră formaţiunea mixtă Kimmeridgian-Tithonic mediu, calcare de Stramberg şi depozite hauteriviene. Ofiolitele din formaţiunea mixtă a pînzei de Bedeleu sînt reprezentate prin bazalte, ortofire şi oligofire.

Magmatismul mezozoic care marchează debutul în evoluţia alpină a Munţilor Metaliferi s-a bucurat de o atenţie deosebită din partea cercetătorilor. Contribuţiile la cunoaşterea acesteia sînt legate de numele cercetătorilor : Papiu, Giuşcă, Savu şi Cioflică.

De fapt lucrările lui Papiu din anii 1950 şi 1951 sînt rezultatul preocupărilor legate de originea jaspurilor şi minereurilor de mangan din munţii Drocea. Studiind aceste formaţiuni Papiu descifrează relaţiile dintre vulcanismul submarin şi procesele de sedimentare, scoţînd în evidenţă rolul procesului halmirolitic în geneza jaspurilor şi a minereurilor manganifere asociate eruptivului bazic. Acelaşi cercetător (1953) atrage atenţia că deşi produsele vulcanice au forme de pillow-lava, ele nu prezintă caracterul de spilite, termenul de diabaz fiind cel mai adecvat. Papiu este de părere că erupţiile bazice au debutat cu mult înaintea depunerii calcarelor de Stramberg, probabil chiar în Triasic. Admite existenţa erupţiilor sincrone cu depunerea flişului neocomian, de aici concluzia unei faze continue Triasic-Neocomian, dar are rezerve asupra continuării erupţiilor pînă în Cretacicul inferior. Într-o altă lucrare Papiu et al. (1959) stabilesc legături între datele magnetometrice şi rocile bazice cu sau fără conţinut de magnetit din munţii Drocea, argumentînd de asemenea că complexul diabazic se afundă spre sud şi că Mureşul nu curge pe o linie de falie.

Cercetările de detaliu întreprinse de Giuşcă şi Cioflică (1956, 1957) în munţii Drocea au ca rezultat punerea în evidenţă a pînzei intrusive de la Căzăneşti-Ciungani asociată complexului bazaltic. Această pînză pseudostratificată este explicată ca fiind rezultanta fenomenului de diferenţiere accentuată, care a dus la separarea de orizonturi bogate în titanomagnetit vanadifer. În anul 1961 Cioflică arată că primele erupţii de vîrstă jurasică, cu care sînt asociate corpuri subvulcanice de gabbrouri şi peridotite, sînt urmate de erupţii neocomiene (sincrone cu depunerea complexului inferior al Neocomianului) generatoare de bazalte,

Institutul Geologic al României

andezite, dacite și oligofire, pentru ca la sfîrșitul Neocomianului și în Barremian magmatitele să recapete caracter bazaltic. Deci acest cercetător aduce pentru prima dată argumente pentru existența unei a treia faze de manifestare a magmatismului inițial, idee care astăzi este unanim acceptată. Ulterior C i o f l i c ă (1962) revine la regiunea Căzănești-Ciungani cu un studiu mineralogic și petrografic detaliat al eruptivului. Pe lîngă examinarea mineralogică și petrografică a complexului bazaltic, se face o analiză amănunțită a structurii pînzei intrusive Căzănești-Ciungani, arătîndu-se succesiunea de cristalizare a mineralelor, accentuîndu-se asupra relațiilor dintre diferitele orizonturi ale pînzei. Analizele chimice efectuate asupra rocilor bazaltice, a rocilor din cadrul pînzei și a magnetitului, au permis stabilirea asemănării acestora cu ofiolitele din Alpi și Apenini, precum și separarea a două grupe de magme. Primul grup prezintă un chimism uniform, fiind reprezentat prin tipuri gabbroice, în schimb în cazul celui de al doilea grup se constată variații în chimism, fapt care indică o diferențiere accentuată. Magma inițială care a generat pînza pseudostratificată, a fost puternic oxidată și bogată în magneziu, avea caracter gabbroic, și a evoluat printr-un proces de fracționare succesivă pe linia :

magmă gabbroică → piroxen gabbroică ⟨ anortozitică / achnaitică, eucritică → hornblendit-peridotitică, hornblenditică

Considerațiile petrografice și chimice au dus la ideea că magma inițială puternic oxidată ($w = 0{,}70$) se îmbogățea în Fe în cursul diferențierii, acumularea Fe în magma reziduală a determinat separarea plagioclazului ca primă fază minerală și a avut rol de fondant, mărind intervalul de cristalizare al magmei. Faza cristalizată, feldspatică, a migrat spre partea superioară a intruziunii, pe cînd magma reziduală se acumula la partea inferioară. Magma reziduală a generat gabbrourile cu titanomagnetit vanadifer. Modificările suportate de chimismul magmei la diferite nivele au dus la nașterea orizonturilor cu gabbrouri.

C i o f l i c ă și S a v u (1962) au evidențiat rolul jucat de fenomenele de cristalizare fracționată, de diferențierea gravitațională și influența produselor volatile, în formarea dyk-ului cu stratificație ritmică de la Almaș-Săliște.

Unei analize minuțioase a fost supus și corpul de gabbrouri de la Almășel, de către S a v u (1962). Corpul de la Almășel este amplasat în complexul bazaltic de vîrstă jurasică, complex constituit din bazalte și variolite, anamezite, dolerite și rare nivele de aglomerate bazaltice. O particularitate deosebită a acestui corp, este că el s-a născut din trei intruziuni succesive de magme, al căror chimism devenea tot mai acid. Prima intruziune a generat hiperite, gabbrouri și microgabbrouri cu olivină, pe cînd a doua intruziune a asigurat formarea volumului cel mai mare de roci a intruziunii, alcătuit în principal din gabbrouri cu structuri variate. Ultimul aport de magmă este mai acid și a dus la formarea

Institutul Geologic al României

de gabbrouri cuarțifere, diorite cuarțifere pegmatoide, etc. Cu aceeași ocazie autorul aduce precizări de ordin chimic și genetic asupra tuturor erupțiilor bazice antekimmerice din masivul Drocea, subliniind asemănările existente între acestea și ofiolitele din Alpi. Un fapt important de remarcat este acela că se evidențiază existența unor erupții mezozoice mai noi decît restul rocilor ofiolitice din masivul Drocea, pe care cercetătorul le încadrează în seria de erupții kimmerice noi, aceasta avînd ca scop să sugereze că punerea în loc a acestora s-a făcut în jurul epocii în care se manifestă mișcările orogenice de la sfîrșitul Jurasicului superior.

Prezentarea corpurilor ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureșului este făcută de S a v u (1962) odată cu prezentarea mecanismului de formare. Mecanismul de formare a corpurilor ultrabazice este diferențierea unei magme melagabbroice. Cercetarea formațiunilor magmatice din regiunea Troaș-Pîrnești (S a v u, 1962) a permis să se deosebească două serii de erupții distincte, una antekimmerică și cealaltă kimmerică nouă. Seria de erupții kimmerică nouă a fost generată de o serie de centre de erupții, care au activat cu intermitență, dînd naștere unor stratovulcani. Cronologic seria erupțiilor kimmerice noi este separată în două complexe distincte : (a) complexul melafir-porfiritic situat în baza calcarelor de Stramberg și (b) complexul erupțiilor mixte alcătuite din tholeite, limburgite, porfirite, spilite, oligofire, porfirite trahiandezitice, ortofire, etc., situat în baza Cretacicului inferior. În cadrul celui de al doilea complex se disting două serii : (b_1) bazalt-andezit-dacit-riolit (serie calco-alcalină) și (b_2) bazalt-limburgit-spilit-oligofir-trahiandezit-trahit (serie alcali-potasică). Aceste două serii de relații trădează existența unui caz de diferențiere mixtă.

Ulterior S a v u (1962) face o analiză de ansamblu asupra chimismului vulcanitelor jurasic-superioare și cretacic-inferioare de pe întreg teritoriul munților Drocea, expunînd asociațiile de roci cele mai caracteristice. Rocile formează stratovulcani, în aceștia găsindu-se toate asociațiile posibile între roci bazice, intermediare, alcaline și acide, generate de un vulcanism extrusiv recurent.

G i u ș c ă et al. (1963) prezintă la Congresul al V-lea al Asociației geologice carpato-balcanice o sinteză a principalelor caracteristici ale vulcanismului mezozoic din munții Drocea. Autorii raportează complexul ofiolitic la trei faze de activitate magmatică. Prima fază (pre-Malm) este caracterizată de prezența : aglomeratelor, bazaltelor, anamesitelor, gabbrourilor și peridotitelor ; faza a doua (asociată complexului inferior al Neocomianului) cuprinde erupții de bazalte, limburgite, andezite piroxenice, andezite amfibolice, trahiandezite, oligofire, ortofire, dacite și riolite. Faza a treia însoțește depozitele neocomiene și barremian-apțiene și este caracterizată prin erupții de bazalte și spilite.

Analizînd metalogeneza asociată magmatitelor alpine ale Carpaților din România, C i o f l i c ă (1968) distinge trei unități metalogene caracteristice : (a) provincia asociată ofiolitelor alpine, (b) provincia asociată banatitelor (magmatite laramice) și (c) provincia asociată vulcani-

Institutul Geologic al României

telor neogene. Pentru aliniamentul munților Drocea-Metaliferi-Trascău, metalogeneza asociată ofiolitelor a generat : concentrații lichid-magmatice (titanomagnetite vanadifere în gabbrouri și pirotină nicheliferă în norite) ; concentrații hidrotermale (calcopirită și pirită în bazalte) ; concentrații hidrotermal-sedimentare (oxizi de mangan asociați cu jaspuri în bazalte).

Cu aceeași ocazie C i o f l i c ă admite posibilitatea continuării ofiolitelor din Munții Metaliferi spre sud-vest, pe sub depozitele pannoniene și racordarea lor cu „coloana vertebrală" de ofiolite a Dinaridelor.

Fenomenele de metamorfism de contact între calcare (liasice sau doggeriene) și sillurile doleritice de la Căpîlnaș sînt descrise de S a v u (1966).

În sfera cunoașterii sub aspect geochimic a magmatitelor mezozoice din Munții Metaliferi se înscriu cercetările întreprinse asupra rocilor ultrabazice și a corpurilor gabbroice. Corpul ultrabazic de la Roșia Nouă, alcătuit din trei orizonturi la care participă peridotite, melagabbrouri și gabbrouri, a fost cercetat de S a v u (1962) și de G i u ș c ă et al. (1964). Corpul gabbroic de la Cuiaș a fost abordat în studiu de S a v u și U d r e s c u (1967).

Tot S a v u (1968) realizează o lucrare de sinteză asupra ofiolitelor mezozoice din România. Folosind datele furnizate de literatura existentă în acest sens în țara noastră, la care adaugă rezultatele cercetărilor proprii, autorul susține că în Mezozoic pe actualul amplasament al catenei carpatice funcționa o zonă geosinclinală, care la Dunăre făcea joncțiunea cu geosinclinalul balcanic. În lungul acestui domeniu mobil au apărut fracturi adînci în stadiile de eugeosinclinal și postgeosinclinal, fracturi care au permis pătrunderea magmelor tholeitice care la început sînt slab diferențiate. După primul stadiu magmatismul își schimbă chimismul, produsele fiind mult mai variate în compoziție, evidențiindu-se tendințe de apariție a unor produse acide sau alcaline. Stadiul al treilea este caracterizat prin produse spilitice sau spilit-keratofirice și de fenomene de albitizare a rocilor ofiolitice. Evidențiind caracteristicile comune ale ofiolitelor din România, S a v u delimitează o vastă provincie petrologică.

Existența unui volum imens de cunoștințe geologice asupra Munților Metaliferi impunea o prelucrare de sinteză. Acest deziderat a fost împlinit prin apariția în anul 1969 a lucrării „Evoluția geologică a Munților Metaliferi" elaborată de un colectiv de autori în frunte cu acad. prof. V. I a n o v i c i. Autorii arată că magmatismul inițial s-a desfășurat în stadiul eocinematic în legătură cu mișcările diastrofice de la sfîrșitul substadiului kimmeric nou și de acelea care au avut loc în substadiul austric, încheindu-se odată cu primul paroxism puternic din zonă, adică în faza cutărilor mezocretacice. Caracterul magmatismului este simatic și s-a manifestat în trei etape. Etapa primă este inițiată de destinderea fundamentului varistic rigid, penetrat de fracturi favorizante unor ascensiuni abundente de hipomagmă, care sudînd fisurația imprimă zonei caracter de sutură ofiolitică. Mișcările oscilatorii din substadiul austric au modificat condițiile structogenetice ale

Institutul Geologic al României

zonei, iar magmatismul care se manifestă acum ia un aspect mai variat în compoziție.

Lavele primei faze alcătuiesc un complex bazaltic, în care rocile au caractere petrografice și petrochimice asemănătoare pe întreaga arie, între acestea predominînd bazaltele, bazaltele amigdaloide și anamesitele, cu rare intercalații de nivele de piroclastite. În vulcanite au fost intruse mase de magme tholeitice, care prin diferențiere în condiții subvulcanice au generat lacolite, pînze intrusive sau dyk-uri, corpuri de compoziție bazică sau ultrabazică.

Mișcările kimmerice noi au ridicat zona axială a geosinclinalului Mureșului, vechea zonă mobilă fiind împărțită în două fose secundare. În acest timp vulcanismul este legat de aparate vulcanice amplasate pe ramele nordică și sudică ale geosinclinalului, adică în lungul celor două fose secundare. Vulcanitele acestei etape sînt reprezentate prin : bazalte, limburgite, oligofire, trahiandezite, ortofire, dacite și riolite în fosa Drocea, iar în fosa Mureșului prin : bazalte, andezite, rar oligofire, dacite, riolite și ortofire. Etapa a treia a magmatismului inițial este sincronă cu depunerea complexului superior al Neocomianului, se continuă pînă în Barremian, iar în Munții Metaliferi pînă la Apțian sau Cenomanian. Revenirea la regim de geosinclinal adînc, favorizează erupția unor roci bazice, bazalte și spilite.

S a v u et al. (1970) revin cu noi date de ordin geochimic și întăresc afirmațiile făcute anterior asupra originii magmelor care au generat ofiolitele. Urmărindu-se variațiile elementelor majore și minore se arată că magma generatoare de roci ofiolitice, a fost tholeitică saturată, formată în pătura bazaltică a mantalei superioare. Aceasta s-a diferențiat în bazinul magmatic, fenomen reflectat la suprafață prin apariția succesivă a bazaltelor, anamesitelor, doleritelor și a intruziunilor de roci bazice și ultrabazice.

S a v u (1972) face sinteza diferitelor tipuri de mineralizații din cuprinsul provinciei ofiolitice din partea sudică a Munților Apuseni, analizînd în special geneza acestora. Autorul arată că metalogeneza asociată magmatismului inițial se leagă numai de primele două etape de evoluție a acestuia. Activitatea metalogenetică este caracterizată prin trei tipuri mari de acumulări de substanțe minerale utile : lichid-magmatice, hidrotermale și vulcanogen-sedimentare, care pot fi încadrate în provincia concentrațiilor asociate magmatismului ofiolitic alpin.

B e d e l e a n (1971) prezintă un studiu asupra zeoliților din Munții Apuseni, abordînd și problema genezei acestora. Descrie ocurențele de zeoliți, printre care și cele de pe cuprinsul munților Trascău, arătînd legătura acestora cu rocile eruptive mezozoice. Zeoliții reprezentați prin stilbit, heulandit și laumontit, apar în diferite varietăți de andezite, ca agregate de cristale, filonașe sau cuiburi, druze, la care se asociază : calcit, clorit, silice, pirită, etc. Genetic zeoliții sînt legați de metamorfismul hidrotermal de temperaturi și presiuni joase, considerîndu-se că procesele supergene au avut și ele un rol în geneza acestora.

Institutul Geologic al României

I. Nicolae[3] (1972) cercetînd rocile eruptive din Cheile Turzii, evidențiază în ordinea vîrstei : andezite spilitizate, andezite cu piroxen, piroclastite andezitice, vitrofire și tufobrecii riodacitice. În anul 1973 același cercetător susține că vitrofirele și tufobreciile riodacitice sînt anterioare calcarelor jurasice superioare cît și sincrone cu partea bazală a lor. Întreaga succesiune vulcanică a fost pusă în loc pînă în Jurasicul superior.

Herz et al. (1973) susțin pe baza raporturilor Sr^{87}/Sr^{86} și K/Rb, că suita ofiolitică din munții Drocea (ultramafite, gabbrouri, bazalte) își are originea într-un tholeit oceanic și mantaua superioară. Granofirele și ortofirele asociate ofiolitelor provin prin diferențierea avansată și cristalizarea fracționată a magmei tholeitice.

Savu și Udrescu (1973) pe baza unor noi date de ordin geochimic confirmă descendența rocilor bazice, ale primului stadiu, dintr-o magmă tholeitică în timp ce rocile stadiului al doilea ar proveni din magme hibride sau chiar acide. Aceste magme au origini diferite.

II. STRATIGRAFIA FORMAȚIUNILOR DIN REGIUNE

Alcătuirea geologică a regiunii Săndulești-Poiana Aiudului este rezultanta unei evoluții complexe, care poate fi urmărită începînd din ante-Proterozoicul superior, cînd s-au format rocile cristalofiliene ale „insulei cristaline a Trascăului", trecînd prin Mezozoic care este caracterizat printr-o activitate vulcanică intensă și variată, activitate urmată de depunerea unor formațiuni sedimentare, după care regiunea a fost exondată pînă în Tortonian. În timpul Tortonianului se reinstalează condiții de sedimentare, cînd are loc depunerea ultimelor depozite sedimentare mai importante.

Raportată la ansamblul unității „Munților Mureșului", regiunea Săndulești-Poiana Aiudului prezintă unele particularități care atestă abateri de la evoluția generală. Lipsa unor mase importante de roci vulcanice bazice, care apar larg distribuite în părțile sud-vestice ale unității, precum și prezența relativ restrînsă și incompletă a depozitelor sedimentare mezozoice sînt argumente grăitoare în acest sens. Pe de altă parte, manifestarea unui vulcanism care a generat roci cuprinse între limitele andezit-riolit cît și roci alcaline, conferă regiunii, cu unele mici excepții, trăsături similare cu unele porțiuni din munții Drocea, unde vulcanismul mezozoic a generat aceleași tipuri de roci.

II.1. FORMAȚIUNI MEZOZOICE

Mezozoicul este reprezentat în unitatea munților Mureșului prin formațiuni generate de un vulcanism intens cu caracter submarin cît și de formațiuni sedimentare, ambele tipuri avînd o repartiție neuni-

[3] Arh. IGG, București.

Institutul Geologic al României

formă pe cuprinsul ariei. Revărsarea importantelor cantităţi de magme ofiolitice, a fost posibilă prin apariţia unor fracturi de distensiune (S a v u, 1962), care au permis ascensiunea acestora, iar prin scufundarea scoarţei terestre şi invadarea zonei de către ape, s-au creat condiţiile unui vulcanism submarin. Momentul de debut al acestui vulcanism, care s-a desfăşurat în trei etape distincte, este incert, cercetătorii admiţînd în unanimitate pentru acest eveniment Triasicul superior sau Liasicul.

În munţii Trascău vulcanismul mezozoic a dus la formarea unui edificiu vulcanic, ale cărui roci constituente au caracteristici petrografice şi chimice tipice pentru rocile formate în cea de a II-a etapă a magmatismului iniţial, roci care sînt prezente atît în regiunea Săndulești-Poiana Aiudului cît şi în zona Rimetea-valea Ţelna. Rocile din această ultimă zonă, mai precis cele din bazinul Văii Mînăstirii, au fost şi ele abordate în tratarea care urmează. Pe lîngă acestea, pe o suprafaţă de dimensiuni reduse cuprinsă între valea Pietroasa şi valea Hidişului (marginea SE a zonei), aflorează şi roci de compoziţie bazică cum ar fi : bazalte, spilite şi microgabbrouri. Deşi poziţia spilitelor în această regiune este incertă, ele fiind caracteristice pentru începutul etapei secunde a magmatismului iniţial în restul munţilor Mureşului, prezenţa celorlalte roci bazice ridică problema manifestării primei etape de activitate a magmatismului iniţial pe teritoriul munţilor Trascău, chiar dacă aceste roci sînt foarte slab reprezentate aici. Prezenţa microgabbroului cît şi afirmaţia făcută de S z e n t p e t e r y (1916), referitor la faptul că diabazele cu augit trec în profunzime în gabbro-diabaze şi gabbrouri, ne determină să acceptăm că activitatea magmatică a primei etape s-a manifestat şi în munţii Trascău, deoarece rocile amintite sînt caracteristice numai pentru această etapă în munţii Mureşului. Situaţia actuală poate fi datorată unei fracturări mai slabe a formaţiunilor prealpine din extremitatea nord-estică a unităţii, fapt care a condus la o slabă manifestare a vulcanismului în această etapă. Această posibilitate este contrazisă de existenţa microgabbroului şi a gabbroului lui S z e n t p e t e r y asociate cu bazalte, care presupun deci, răcirea unei intruziuni de magmă bazică care s-a petrecut într-o stivă de roci bazaltice. Acest fapt duce la ideea că, în cazul în care produsele magmatice ale primei etape există aici, ele sînt „mascate" aproape în totalitate sub depozitele sedimentare ale bazinului transilvan şi sub produsele vulcanice ale etapei a II-a.

II.1.1. Vulcanitele

Edificiul creat de activitatea vulcanică mezozoică pe teritoriul munţilor Trascău este alcătuit dintr-o gamă largă de petrotipuri, fiind prezenţi toţi termenii cuprinşi între extremele bazalt-riolit, alături de care iau parte şi petrotipuri alcaline, majoritatea acestora fiind însoţite de suitele lor de produse piroclastice, care sînt bine reprezentate. Activi-

Institutul Geologic al României

tatea vulcanică s-a desfășurat în condiții submarine, caracter evidențiat prin formele de zăcămînt și faciesurile unor roci.

Bazaltele. Aceste roci cît și ceilalți termeni bazici : microgabbroul și spilitele, au o răspîndire foarte redusă, legată de extremitatea sud-estică a zonei cercetate. Ele au fost aduse la suprafață prin erodarea de către ape a depozitelor sedimentare tortoniene sau a piroclastitelor andezitice ale etapei a II-a.

Bazaltele apar pe Pîrîul lui Imbru, pîrîul Porcului și în valea Hidișului. Iviri reduse se întîlnesc și în pîrîul Pietroasa și în afluentul acestuia, Valea Dracului. Ele sînt reprezentate prin curgeri de lave care pe alocuri îmbracă forme de pillow-lava, așa cum se întîmplă în valea Pietroasa și în Valea Dracului, unde pillow-lavele sînt asociate cu produse piroclastice bazaltice, din a căror masă ies bine în evidență. Aici bazaltele sînt amigdaloide și variolitice. Rare forme de pillow-lava apar și pe pîrîul Porcului (pl. II, fig. 1 și 2).

Produsele piroclastice bazice sînt deschise pe grosimi de 1—3 m, fiind reprezentate prin aglomerate, la alcătuirea cărora participă fragmente angulare, mai rar rotunjite, cimentate de o matrice de natură tufogenă, care de regulă se prezintă alterată (pl. III, fig. 1). Acolo unde peste acestea se dispun aglomerate andezitice, separarea lor în teren este dificil de realizat.

Curgerile bazaltice se întîlnesc în valea Hidișului și pe pîrîul Porcului, au extindere redusă ca suprafață și grosimi mici. Este posibil ca în aceste puncte ele să nu fie însoțite de piroclastite, deoarece aglomeratele situate deasupra lor, și care au fost cercetate cu atenție în cîteva puncte, conțin blocuri care în mod cert sînt andezitice.

Putem afirma, în dezacord cu părerile anterioare (N i ț u l e s c u, 1937), că la nord de valea Arieșului bazaltele lipsesc, iar la sud de acest aliniament răspîndirea lor este mai redusă decît se admite (I a n o v i c i et al., 1969).

Microgabbroul. Acest tip de rocă are o apariție foarte redusă, fiind întîlnit într-un singur punct pe pîrîul Porcului, într-o deschidere de cca 15 m, fiind intercalat între bazalte.

Spilitele. Și aceste roci au o extindere redusă, ele întîlnindu-se numai în valea Hidișului la contactul dintre masivul vulcanitic și depozitele sedimentare tortoniene din bazinul Transilvaniei. Aici spilitele formează un cîmp de pillow-lave, în care formele pillow au dimensiuni variabile, însă diametrele lor nu depășesc cu mult valoarea de 50 cm. Formele pillow se prezintă într-un stadiu înaintat de alterare, caracteristică prezentă și la materialul dispus între forme și care se prezintă intens limonitizat și calcitizat. Prezența pillow-lavelor, atît în cazul spilitelor cît și în cel al bazaltelor, atestă caracterul submarin al activității vulcanice bazice.

Complexul andezitic-latiandezitic. Sub denumirea de „complex andezitic-latiandezitic" includem produsele generate de un vulcanism mixt,

Institutul Geologic al României

submarin, în care momentele intens explozive au alternat cu momente efuzive. Rocile care alcătuiesc „complexul andezitic-latiandezitic" sînt vulcanitele cu cea mai largă distribuție în zona Săndulești-Poiana Aiudului, prezența lor fiind semnalată și în zona Văii Mînăstirii (Gandrabura, 1974). Ele apar, începînd de la nord, la Copăceni unde formează o „insulă" în Cheile Turului, unde apele rîului Tur le-au scos la suprafață de sub sedimentele tortoniene și rocile eruptive acide. Reapar mai la sud, în imediata apropiere a Cheilor Turzii, de unde se dezvoltă ca o zonă continuă spre sud, traversînd valea Arieșului (între Buru și Moldovenești) și în continuare pînă în bazinul văii Rachiș, în stricta vecinătate a localității Poiana Aiudului.

Modul de distribuție în spațiu al vulcanitelor, concentrarea locală a unora sau a altora dintre produse, sugerează o activitate legată de aparate vulcanice individuale cu o dispoziție aproximativ lineară pe direcția NE-SV.

O trăsătură definitorie a vulcanismului care a activat în Mezozoic în această zonă, este caracterul esențial exploziv, exprimat prin predominanța volumetrică a produselor piroclastice asupra curgerilor de lave. În fazele de paroxism craterele vulcanice emiteau cantități importante și variate de produse piroclastice, care au alternat cu curgeri de lave, mai reduse cantitativ, emise în fazele în care bazinul magmatic avea un potențial energetic mai scăzut. Prin emisia lavelor în rezervorul magmatic se creau condiții de degazeificare rapidă, fapt care inducea o nouă fază explozivă. Produsele piroclastice emise de vulcani erau reprezentate prin cenuși și blocuri de dimensiuni și forme variabile, raportul cantitativ dintre acestea variind în limite largi.

Alternarea momentelor explozive cu cele efuzive a avut ca efect generarea unor structuri tipice pentru o astfel de activitate mixtă : de stratovulcani. Astfel de structuri relicte sînt prezente în mai multe puncte, una dintre ele fiind vizibilă în versanții de stînga ai văii Arieșului în apropiere de stația CFI Moldovenești, unde se pot urmări patru nivele de aglomerate de grosimi variabile (pînă la cca 50 m) în alternanță cu tot atîtea nivele de curgeri de lave cu grosimi mai reduse.

Concentrarea, în anumite puncte, a aglomeratelor la alcătuirea cărora participă blocuri a căror dimensiuni depășesc media obișnuită, sugerează apropierea unor cratere. Morfologia actuală nu trădează prin nimic prezența acestora, așa că acest criteriu ar putea servi pentru aproximarea poziției lor. Asemenea centre de erupție pot fi presupuse că au funcționat în bazinul văii Hăjdate, în valea Arieșului (în apropiere de confluența cu pîrîul Borzești) la est de Piatra Secuiului și în pîrîul Rachiș la sud de cătunul cu același nume.

Uneori piroclastitele expulzate au format acumulări locale care depășesc grosimi aparente de 100 m. Alcătuirea lor dată de alternarea unor bancuri de aglomerate în care raportul dintre matrice și blocuri este variabil pe verticală, ilustrează variația de intensitate de-a lungul fazelor explozive. O asemenea situație se întîlnește la confluența pîrîului Borzești cu Arieșul (pl. III, fig. 2). În acest punct este evidentă o

Institutul Geologic al României

tranziție gradată, de la bază spre partea superioară a deschiderii, în ceea ce privește mărimea și cantitatea materialului piroclastic emis. În bază predomină blocuri mari angulare cimentate într-o cantitate mai mică de matrice, pe cînd spre partea superioară blocurile aglomeratelor descresc în dimensiune și cantitate, iau un contur mai rotunjit, în timp ce cantitatea de matrice crește.

O caracteristică aproape constantă a piroclastitelor, vizibilă în toate deschiderile mari, este buna lor stratificare. Uneori stratificarea este accentuată prin dispunerea la același nivel a fragmentelor cu aceleași dimensiuni sau dimensiuni apropiate, fapt care le imprimă un aspect gradat, atestînd o diferențiere gravitațională care se poate realiza numai subacvatic.

Stratificația este și mai evidentă în cazul tufurilor, unde este dată de suprapunerea alternantă a unor bancuri de grosimi centimetrice sau decimetrice de material cineritic, în cadrul aceluiași banc manifestîndu-se, uneori, de la bază spre partea superioară o granoclasare (pl. IV, fig. 1). În unele situații granoclasarea merge pînă la scară microscopică.

Depunerea submarină a piroclastitelor este atestată și de prezența resturilor de radiolari, care intră în alcătuirea tufurilor.

Magmele generatoare ale complexului andezitic-latiandezitic au avut compoziție variabilă în timp, astfel că prin expulzarea lor în perioade diferite, s-au format diferite varietăți de andezite și latiandezite, prezente atît în blocuri în aglomerate cît și în curgerile de lave. Andezitele și latiandezitele sînt prezente și ca filoane sau dyk-uri care străbat piroclastitele complexului. Străpungerea piroclastitelor de către filoane de aceeași compoziție, demonstrează o activitate pulsatorie a vetrei vulcanice.

Aglomeratele andezitice-latiandezitice. Sînt rocile cu cea mai largă distribuție în cadrul complexului, manifestînd o variabilitate compozițională largă, dată atît de cantitatea, forma și mărimea blocurilor constituente cît și de variația în compoziție a matricei. Important de subliniat este că blocurile constituente sînt invariabil andezitice sau latiandezitice, neîntîlnindu-se cazuri în care ele ar reprezenta roci ale unor formațiuni de fundament. Chiar în cazul de excepție, întîlnit în valea Rachiș unde blocurile aglomeratelor sînt date de un latiandezit cuarțifer neîntîlnit în curgerile de lave, acesta reprezintă un produs subvulcanic al acelorași magme care au generat complexul. Deci din punctul de vedere al constituției blocurilor, se poate afirma că aglomeratele au un caracter omogen.

Dimensiunile frecvente ale blocurilor din aglomerate variază între limitele 5—30 cm, existînd cazuri care nu pot fi încadrate în aceste limite. Blocurile cu dimensiuni de aproape 1 m, rar depășind această valoare, sînt grupate în cîteva puncte, în apropierea cărora presupunem că au funcționat vechi centre de erupție. În ceea ce privește forma lor, aceasta este variabilă putînd fi : angulară, subangulară sau rotunjită.

În cazul blocurilor cu dimensiuni mari se constată o frecvență

Institutul Geologic al României

mai ridicată a contururilor angulare sau subangulare, pe cînd blocurile cu dimensiuni mai mici au în majoritatea cazurilor contururi rotunjite.

Matricea care cimentează blocurile aglomeratelor se prezintă ca un material de constituție și consistență variabile, în care adesea se pot distinge cu ochiul liber fragmente de feldspat plagioclaz și chiar piroxen, ceea ce dovedește că magma generatoare a cineritelor era parțial cristalizată. Alteori matricea prezintă un aspect compact, în care ochiul liber și chiar studiul microscopic nu identifică nici un rest de fragment cristalizat, aceasta fiind formată prin expulzarea unei lave complet topită (pl. IV, fig. 2).

Alterația hipergenă afectează în mod diferit aglomeratele, aceasta fiind în funcție de omogenitatea și consistența matricei. În aglomeratele cu matrice compactă alterația se propagă mai puțin intens, însă oarecum uniform, afectînd aproape în aceeași măsură atît matricea cît și blocurile. Matricea neomogenă este alterată în condiții hipergene într-un material ușor friabil în care sînt vizibile fragmentele de cristale de plagioclaz și din care blocurile se desprind cu ușurință, lăsînd în urmă goluri, care aproximează conturul lor. Mai rar se constată un fenomen care este caracteristic lavelor și tufurilor și anume o alterare concentrică a aglomeratelor, care devine evidentă la lovire, matricea friabilă desprinzîndu-se în pături succesive (pl. IV, fig. 1).

T u f u r i l e. Aceste roci apar la diferite nivele în cadrul complexului andezitic-latiandezitic, dispunîndu-se în bancuri între aglomerate sau curgeri de lave. Materialul cineritic care ia parte la alcătuirea tufurilor prezintă aceleași caractere ca și matricea aglomeratelor, provenind fie dintr-o magmă cu conținut de cristale, fie din una complet topită. Depunerea și cimentarea cenușilor vulcanice au avut loc în mediu marin, realizîndu-se o stratificare bună a lor, sau chiar o granoclasare a particulelor vitroase, cît și participarea unor resturi de organisme (radiolari). Mediul marin a favorizat și un amestec cu material străin, sedimentogen, provenit de pe fundul bazinului de depunere. Stratificația tufurilor este evidentă în toate cazurile, chiar și în cazul bancurilor cu grosimi reduse, fiind accentuată de alterația hipergenă care a condus la acumularea unor pelicule limonitice pe planele de stratificație. În extremitatea nordică a zonei, în bazinul pîrîului Tur, se întîlnesc tufuri masive, a căror stratificație este mai puțin evidentă, fiind trădată doar prin desprinderea acestora în plăci paralele la lovire. Grosimea orizonturilor de tufuri variază de la cîțiva centimetri, pînă la cîțiva metri ; uneori în condiții favorabile, la care probabil au participat și curenții marini, s-a ajuns la acumularea unor orizonturi de grosimi mai mari. Așa este cazul pentru tufurile din valea Hăjdate (la cca 400 m în aval de ieșirea din Cheile Turzii) (fig. 5), care sînt deschise pe o grosime de cca 50 m. Acest caracter de extindere neuniformă pe verticală, se menține și în extinderea laterală a tufurilor.

Tufurile și aglomeratele manifestă raporturi alternante, vizibile în dese ocazii, reprezentative fiind cele din pîrîul Rachiș și pîrîul Tur. În pîrîul Rachiș pot fi văzute 4—5 orizonturi de tufuri cu grosimi de

Institutul Geologic al României

2—5 m, alternînd cu 4 orizonturi de aglomerate cu grosimi de 4—12 m (pl. IV, fig. 2). Trecerea de la tuf la aglomerat este în general bruscă, însă uneori aceasta este gradată.

Relații alternante se întîlnesc și între tufuri și curgerile de lave. Acestea sînt bine reprezentate în pîrîul Turului (pl. VI, fig. 1 și 2).

Alterația superficială afectează în mod diferit tufurile andezitice. În fazele inițiale aceasta duce la depunerea de pigmenți limonitici pe suprafețele de stratificație, în rest masa tufurilor prezentînd un aspect proaspăt. În fazele avansate tufurile sînt transformate într-o masă friabilă, care se fărîmițează ușor la lovire. Tufurile se alterează adeseori concentric, astfel că păturile alterate se desfac succesiv, pînă se ajunge la un nucleu mai puțin afectat. Acest mod de alterare este frecvent la tufurile din Valea Muntelui.

Pe lîngă aceste roci piroclastice în cadrul complexului andezitic-latiandezitic se mai întîlnesc, cu extindere redusă, brecii, microaglomerate și lapilli.

Breciile se întîlnesc pe pantele vestice ale vîrfului Țiganului, în pîrîul Borzești, Valea Albă sau Valea Muntelui. Microaglomeratele sînt prezente acolo unde tranziția de la aglomerate la tufuri este gradată, ajungîndu-se astfel ca într-un anumit moment elementele aglomeratului să scadă sub 2 cm în diametru.

Lapilii au fost identificați într-un singur punct în valea Arieșului, în apropiere de satul Buru. Aceștia sînt reprezentați prin corpuri sferulitice cu diametre maxime de 4—5 mm, prinse într-o matrice tufogenă andezitică friabilă.

C u r g e r i l e d e l a v e. Activitatea efuzivă a vulcanismului andezitic, s-a manifestat prin emisii de lave andezitice sau latiandezitice, intercalate între momentele intens explozive generatoare de piroclastite. Curgerile de lave au dus la formarea unor pînze interstratificate între piroclastitele complexului. Pînzele de lave au de regulă grosimi metrice, uneori ele ajung pînă la 50 m, așa cum se întîmplă în valea Arieșului. Pe lîngă curgerile de lave sînt prezente, uneori și lave piroclastice, rezultate în urma unei activități combinate: de curgere și de proiecție de lavă. Lava proiectată în mediu acvatic s-a răcit repede și a revenit în curgerea de lavă incomplet consolidată, dînd un aspect neomogen pînzelor de lavă, asemănător aglomeratelor. Acest aspect este frecvent pe cursul pîrîului Borzești și mai rar în Valea Muntelui sau valea Rachiș.

Pînzele de lave au aspecte morfologice diferite. În cazul pînzelor mai groase se disting separații paralelipipedice a căror axă lungă are poziție orizontală. Uneori este evident că planele orizontale de separare dintre paralelipipede reprezintă fostele plane de curgere a lavelor (pl. VII, fig. 1). O formă aparte au curgerile de lave cu grosimi reduse, care au aspecte tabulare.

În ceea ce privește aspectele adoptate de andezite și latiandezite supuse alterării hipergene, acestea sînt dintre cele tipice. Lavele care

Institutul Geologic al României

aparţin curgerilor, formează prin alterare corpuri elipsoidale sau sferice cu o textură zonară concentrică (pl. VIII, fig. 1). Păturile alternante concentric sînt tot mai puţin alterate spre centrul corpului, desfăcîndu-se, cu uşurinţă, succesiv la lovire. Se ajunge, uneori, ca şi nucleul corpurilor sferoidale să fie afectat intens de alterare. Aceste forme de alterare se întîlnesc uneori şi în cazul tufurilor şi chiar aglomeratelor, fapt care îngreuiază observaţiile.

În cazul rocilor cu o fisuraţie intensă şi fină, alteraţia progresează în lungul fisurilor mai intens, porţiunile nefisurate păstrîndu-se destul de proaspete, ceea ce creează impresia unor brecii şi aglomerate.

Corpuri filoniene şi dyk-uri. În afară de produsele extracrateriale, amintite pînă aici, vulcanismul andezitic a generat şi o serie de corpuri filoniene sau dyk-uri, cu dispoziţie discordantă în raport cu piroclastitele complexului andezitic-latiandezitic. Rocile care alcătuiesc filoanele manifestă aceleaşi trăsături compoziţionale cu a acelora din curgerile de lave. Deosebiri destul de mari se remarcă doar între structurile acestor roci ceea ce arată că punerea în loc s-a făcut în imediata vecinătate a suprafeţei. Doar unele roci din Valea Mînăstirii manifestă caractere structurale, care dovedesc o consolidare în condiţii de adîncime ceva mai mare.

Filoanele andezitice şi latiandezitice au grosimi metrice, obişnuit nedepăşind 6—7 m. În ele rocile manifestă separaţii paralelipipedice orizontale şi mai rar columnare. Prezenţa lor este frecventă în valea Arieşului, unde edificiul vulcanic este mai profund erodat, cît şi pe cursul următoarelor pîraie : Totoiului, Valea Muntelui, Nadaş. Un dyk andezitic se găseşte în valea Arieşului (tunelul CFI), dyk-urile latiandezitice găsindu-se în pîrîul Hăjdate (la Ciucaş), în partea superioară a pîrîului Ghişteagului şi în valea Arieşului (în aval de confluenţa cu pîrîul Nadaş). Acesta din urmă este alcătuit din latiandezite cu caracteristici aparte faţă de cele din curgerile de lave. În dyk-uri rocile se prezintă cu aspect compact.

Rocile piroclastice din complexul andezitic-latiandezitic sînt frecvent afectate de procese de alterare hidrotermală. Pe lîngă procesele de argilizare care au afectat rocile în cîteva puncte, acestea s-au manifestat prin umplerea unor fisuri şi goluri cu : zeoliţi, hematit, cuarţ, calcedonie, opal şi chiar clorit. Filoanele alcătuite din mineralele menţionate se dispun concordant sau discordant în masa piroclastitelor.

Distincţia între diferitele tipuri de andezite şi latiandezite se realizează cu dificultate în teren. Dificultatea este dată şi de gama de produse de alterare comune, care fac uneori imposibilă deosebirea chiar între o curgere de lavă şi un aglomerat. Toate acestea cît şi alternanţa foarte deasă între diferite produse ne-au împiedicat la o transpunere cartografică adecvată a diferitelor tipuri de roci, determinîndu-ne la o tratare comprehensivă a lor sub numele de „complex andezitic-latiandezitic". Acest fapt are o urmare directă în aceea că nu s-a realizat o descifrare detaliată a stratigrafiei diferitelor produse vulcanice,

Institutul Geologic al României

care să reflecte evoluția amănunțită și fidelă a succesiunii diferitelor momente explozive și efuzive care au concurat la crearea edificiului andezitic-latiandezitic. Emisia produselor latiandezitice s-a succedat, de la un anumit moment, cu emisia de produse andezitice, realizîndu-se astfel o alternanță a lor. În plus unele dyk-uri latiandezitice au fost cantonate în aglomerate andezitice, existînd și situații inverse.

Dacitele. Sînt roci cu răspîndire redusă în zona cercetată, apariția lor fiind legată de corpuri filoniene, care străpung rocile complexului andezitic-latiandezitic. Datorită rezistenței mai ridicate față de agenții externi, ele ies în relief deasupra produselor andezitice. Cele două corpuri dacitice, mai importante, aflorează la nord de valea Arieșului, primul în apropierea stației CFI Moldovenești, iar cel de al doilea la NE de Colțul Fetii. Dacitele se prezintă în bancuri paralelipipedice cvasitabulare.

Trahitele alcaline. Ariile de răspîndire ale acestor roci sînt situate în partea estică a zonei cercetate. Începînd din nord, trahitele alcaline străpung rocile complexului andezitic-latiandezitic, sau se situează la limita dintre acestea și sedimentarul tortonian, în regiunea dealului Sardău. Iviri mai mici se găsesc în pîrîul Hăjdate sau în valea Arieșului la vest de Colțul Fetii. Aria cea mai mare ocupată de trahite alcaline se găsește pe versantul sudic al văii Arieșului la nord și la vest de localitatea Moldovenești, de unde acestea se extind cu o întrerupere pînă la vest de Fluieriște. În regiunea localității Moldovenești trahitele alcaline au avut o extindere mai mare, însă în parte au fost erodate, iar spre SE sînt ascunse de sedimentarul tortonian de sub care apar, cu o extindere redusă în valea Pietroasa, unde se dispun fie peste piroclastitele bazaltice fie peste cele andezitice-latiandezitice.

Punerea în loc a trahitelor alcaline a debutat cu un moment exploziv, care a brecifiat parțial rocile complexului andezitic-latiandezitic, iar magmele cu vîscozitate ridicată au antrenat în ascensiunea lor spre suprafață blocuri din aceste roci, care apar ca xenolite în masa trahitelor. Mărturii în acest sens pot fi găsite la ieșirea vestică din satul Moldovenești, pe malul drept al Arieșului, unde în masa trahitelor alcaline sînt înglobate elemente andezitice rotunjite și cu mărimi centimetrice. Antrenarea elementelor andezitice, nu s-a rezumat numai la o înglobare mecanică în magmele ascendente, ci între topitură și faza solidă au avut loc unele reacții, trădate de ușurința cu care xenolitele andezitice s-au alterat în condiții hipergene, ceea ce face imposibilă o tentativă de reconstituire a reacțiilor. Trahitele alcaline se prezintă sub forme masive, rar constatîndu-se o tendință spre o dispunere paralelipipedică.

Riolitele. Aceste roci formează dyk-uri, cu o dispoziție aproximativ lineară. Un prim corp se află la est de pîrîul Hăjdate după ieșirea acestuia din Cheile Turzii. Două corpuri, cu dimensiuni mai mari, au străpuns rocile complexului andezitic-latiandezitic, la est respectiv de

Institutul Geologic al României

dealul Bisericii și de Coastele Muntelui. La sud de valea Arieșului riolitele au o distribuție mai redusă. O mică ivire aflorează de sub tufurile riolitice la sud de satul Buru, în apropiere de Piatra Stoinii. Un corp mai important este cel din vîrful Torșa. Aflorimente minore apar de sub depozitele tortoniene, pe unii afluenți estici ai pîrîului Rachiș, ceea ce ne face să presupunem că extinderea lavelor riolitice a fost mai mare, astăzi păstrîndu-se doar dyk-urile. Datorită rezistenței lor ridicate la agenții externi, ele ies bine în relief față de rocile andezitice. Riolitele sînt prezente și în talvegul Văii Mînăstirii, imediat la ieșirea acesteia din Cheile Rîmeților.

Piroclastitele riolitice. Împreună cu riolitele, piroclastitele riolitice ocupă suprafețele cele mai însemnate după rocile complexului andezitic-latiandezitic. De fapt aceste roci se asociază în teren formînd, mai mult sau mai puțin, o zonă continuă, cu aceeași dispoziție NE-SW ca și complexul andezitic-latiandezitic, peste care se dispun și cu amplasare în partea vestică a acestuia. Piroclastitele apar la nord, în Cheile Turului unde se dispun peste complexul andezitic-latiandezitic. Aflorimente reduse se întîlnesc și pe traseul C F I de la Săndulești sau în talvegul unor afluenți ai pîrîului Săndulești. Ele reapar la NE de Cheile Turzii, de unde se continuă sub forma unei benzi de lățime variabilă, pînă în valea Arieșului, de unde se extind spre SW, pînă în apropierea confluenței dintre valea Trascăului cu Valea Albă. Ivirea cea mai sudică din această zonă se situează în bazinul Văii Albe. Aceeași asociere între riolite și piroclastitele acide se întîlnește și în zona Văii Mînăstirii, unde piroclastitele predomină asupra lavelor.

Dintre piroclastite predomină de departe cineritele. care au generat prin consolidare tufuri, urmate de aglomerate și într-o măsură redusă de tufobrecii.

Aglomeratele. Vulcanismul acid s-a manifestat și prin activitate explozivă, expulzînd cenuși și blocuri. Expulzarea materialului piroclastic s-a realizat, cel puțin în parte, pe aceleași căi pe care au fost emise lavele, antrenîndu-se astfel riolitele din aparatul vulcanic format. Aglomerate cu elemente riolitice (aglomerate riolitice propriu-zise) sînt reprezentate în Valea Albă. Aici ele formează un orizont, fiind alcătuite din blocuri angulare riolitice, cu dimensiuni centimetrice, cimentate într-o matrice cineritică, compactă, de compoziție riolitică. Acest fapt vine să confirme o poziție opusă decît cea exprimată de N i c o l a e (1973), care susține că dyk-urile de riodacite albitizate (riolite) străpung vitrofirele și tufobreciile riodacitice (piroclastitele riolitice). În afara acestui tip se constată pe alocuri, cum ar fi în versanții pîrîului Tur, la est de Bruag și în Valea Albă, prezența unor aglomerate a căror matrice este evident riolitică, pe cînd blocurile sînt evident andezitice (aglomerate mixte), dispuse direct peste complexul andezitic-latiandezitic. Aceasta indică o energetică ridicată a momentelor explozive, capabilă să afecteze și complexul andezitic-latiandezitic. Momentele explozive au variat în intensitate, aceasta reflectîndu-se în cantitatea de blocuri sau cenuși expul-

Institutul Geologic al României

zate, ducînd la alternanțe între orizonturi de aglomerate și tufuri riolitice, așa cum este cazul în pîrîul Turului. În afara celor două tipuri de aglomerate, deja menționate, citățm un al treilea tip, cu apariție foarte restrînsă pe pantele situate la SE de vîrful Muntelui. Caracteristica acestui tip este dată tot de blocurile din constituția sa, acestea fiind dacitice, însă de un tip diferit de cel al dacitelor menționate. Aceste blocuri provin din structura vulcanică, însă nu de la o adîncime mare, antrenarea lor la suprafață realizîndu-se după ce o bună parte a stivei de tufuri riolitice era formată.

Tufurile riolitice. Acestea se deosebesc net de tufurile andezitice prin poziția lor superioară și culoarea verde caracteristică, de diferite nuanțe. Ocupă suprafețele cele mai însemnate în raport cu celelalte piroclastite acide. Caracteristica tufurilor riolitice este stratificarea lor (pl. VIII, fig. 2), dată de alternarea unor bancuri cu grosimi centimetrice sau decimetrice. Adesea ele au un aspect rubanat imprimat de repetarea unor pături diferit colorate. Cineritele expulzate erau aproape în totalitate vitroase, depunerea lor făcîndu-se în mediu marin. În favoarea acestui mod de depunere este în primul rînd buna lor stratificare, cît și clasarea granulometrică a particulelor vitroase. Aceasta este vizibilă deseori și la microscop.

Tufurile riolitice au fost afectate de acțiunea soluțiilor hidrotermale însă în măsură mai redusă decît piroclastitele andezitice. Efectul unor asemenea transformări este vizibil în special pe rîul Borzești.

II.1.2. **Formațiuni sedimentare mezozoice**

După încetarea activității vulcanice, sau sincron cu sfîrșitul ei, în regiunea Sănduleşti-Poiana Aiudului s-au instalat, în timpul Jurasicului superior și a Cretacicului, condiții favorabile pentru acumularea unor depozite sedimentare.

Jurasicul. În regiunea aflată în discuție Jurasicul este reprezentat doar prin calcare de Stramberg, dispuse pe un aliniament aproape continuu, ce bordează în partea vestică întregul masiv vulcanitic prezentat. Calcarele de Stramberg sînt reprezentate aici printr-o succesiune de calcare cu accidente silicioase, calcare în bancuri și calcare masive de culoare alb-cenușie.

Studiul și în special datarea lor a preocupat pe mulți cercetători, vîrsta jurasică a calcarelor fiind recunoscută încă de H a u e r și S t a c h e (1863). Mai tîrziu I l i e (1936) arată că pe teritoriul munților Trascău calcarele apar în două faciesuri distincte : unul recifal și altul litoral-conglomeratic ; susținînd pentru acestea vîrsta kimmeridgian-tithonică. Recent I a n o v i c i et al. (1969) susțin că începînd cu Oxfordian-Kimmeridgianul masa rocilor bazice a început să funcționeze ca un haut-fond (haut-fondul ofiolitic Drocea-Techereu și Trascău) pe care se depun calca-

Institutul Geologic al României

rele jurasice. Este posibil ca în regiunea discutată rolul de haut-fond să fi revenit în special tufurilor riolitice și în mai mică măsură rocilor din complexul andezitic-latiandezitic.

Lupu (1972) susține că în zona Piatra Trascăului și Poiana calcarele de Stramberg (Tithonic mediu-Berriasian) se dispun transgresiv pe substratul de ofiolite, între acestea existînd un contact net lipsit de conglomerate.

Nicolae (1973) a semnalat la Sănduleşti și în valea Arieșului fragmente de tufobrecii prinse în calcare jurasice și ajunge la concluzia că piroclastitele riolitice sînt anterioare calcarelor jurasice, cît și sincrone cu partea lor bazală, deci toată gama rocilor de la andezit la riolit a fost pusă în loc pînă în Jurasicul superior.

Relații identice, celor semnalate de Nicolae, am întîlnit în pîrîul Turului cît și la sud de Buru spre Piatra Stoinii.

Cretacicul. Rocile sedimentare cretacice ocupă suprafețe restrînse în SW-ul regiunii, începînd din pîrîul Ghișteagului și în continuare spre sud în bazinul pîrîului Rachiș, de unde se dezvoltă spre SSW pe suprafețe importante ale munților Mureșului. În valea Rachișului succesiunea de roci cretacice este bine deschisă, fiind bine reprezentată prin conglomerate, gresii și argile șistoase. Conglomeratele sînt alcătuite din galeți de natură diferită, cum ar fi : calcare de Stramberg, andezite, latiandezite, mai rar riolite sau șisturi cristaline. Gresiile gri-verzi sau gri-negre, sînt micacee, înglobează în masa lor resturi de plante, hieroglife și fragmente de calcare și roci eruptive. Ele se prezintă în bancuri metrice sau în plăci. Argilele șistoase au culoare gri sau gri-cenușie și alternează cu bancurile de gresii.

Ilie (1936) atribuie acestei succesiuni de roci vîrstă apțiană. Bordea et al. (1968) dau pe baza microfaunei o vîrstă cenomanian-daniană stratelor de Rîmeți din zona Galda-Rîmeți. Ianovici et al. (1969) includ sedimentarul cretacic din flancul estic al munților Trascău în stratele de Rîmeți (Vraconian-Cenomanian), sedimentar reprezentat printr-o serie detritică dispusă direct peste fundamentul ofiolitic sau de calcare neojurasice. Lupu (1972) a atribuit rocile din valea Rachișului Barremian-Albianului și subliniază deosebirile dintre acestea și cele situate mai în vest. În valea Rachișului el arată prezența argilitelor scaglietate, conglomeratelor cu aspect tilloid, bogate în galeți de calcare de Stramberg și ofiolite, gresii cuarțoase cu ciment calcaros, granoclasate.

II.2. FORMAȚIUNI SEDIMENTARE TORTONIENE

Începînd cu Cretacicul superior regiunea Sănduleşti-Poiana Aiudului este exondată pînă în Tortonian, cînd ingresiunea mării reinstalează condiții de sedimentare. Rocile sedimentare tortoniene se dispun transgresiv peste rocile complexului andezitic-latiandezitic și aparțin

Institutul Geologic al României

sedimentarului din bazinul Transilvaniei, conturînd limita dintre această unitate și munții Trascăului între dealul Lupilor și Pietroasa. La sud de Pietroasa sedimentarul tortonian avansează spre vest, formînd cîteva masive dispuse transgresiv peste vulcanitele sau formațiunile sedimentare cretacice, la Chicuieț, sud de Vadul Pleș, Pleșa-dealul Stoinii, vîrful Coposului și în valea Rachiș.

În bază Tortonianul este reprezentat printr-un orizont de grosime variabilă de conglomerate slab cimentate care trec spre partea superioară în nisipuri și calcare organogene.

Formațiunile sedimentare tortoniene au fost studiate de Ilie (1936, 1958) și Lupu (1972). Ilie a separat în cadrul Tortonianului: (a) un facies litoral-detritic (pietrișuri poligene, conglomerate), (b) faciesul litoral-recifal (calcare organogene). Climatul arid și adîncimea redusă a apelor litorale au determinat un regim lagunar, favorabil depunerii gipsului și a sării într-un complex marnos. Gipsul formează lentile între localitățile Tureni, Sănduleşti și Cheia. Lupu (1972) a arătat că baza Tortonianului este constituită din conglomerate slab cimentate cu galeți de șisturi cristaline și roci ofiolitice, peste care se dispun calcarenite ce pot trece lateral în nisipuri calcaroase. Suita se încheie cu aleurite cenușii-negricioase, nisipoase.

II.3. PETROGRAFIA ȘI MINERALOGIA ROCILOR ERUPTIVE

II.3.1. **Bazaltele**

Sînt roci de culoare gri-cenușie pînă la neagră, în masa cărora, uneori, se disting rare amigdale cu diametru de 2—3 mm, umplute cu calcit sau clorit, sau cu o asociație a acestor două minerale, din care cloritul ocupă porțiunile marginale.

Sub microscop bazaltele prezintă o structură intersertală dată de dispoziția dezordonată a tabletelor alungite de feldspat plagioclaz, spațiile dintre acestea fiind completate de cantități variabile de: augit, magnetit și sticlă, uneori recristalizată în mare măsură.

Fenocristalele de feldspat plagioclaz sînt de regulă idiomorfe și reprezintă un labrador (55—62% An) maclat polisintetic. De regulă acesta nu este proaspăt, ci este saussuritizat.

Augitul este prezent sub forma unor granule xenomorfe dispuse în interstițiile dintre plagioclazi. În mod obișnuit se prezintă cloritizat sau uralitizat, fiind rare cazurile în care apare doar slab afectat.

Sticla participă totdeauna la alcătuirea acestor roci, prezentîndu-se constant alterată. Uneori prin recristalizare totală a ei, se formează o masă alcătuită din clorit, epidot, calcit și foarte rar chiar cuarț.

Rarele vacuole prezente în unele roci, le imprimă acestora o textură ușor amigdaloidă, fiind umplute în mod preferențial cu calcit, uneori cu clorit și accidental cu zeoliți.

Institutul Geologic al României

II.3.2. Microgabbroul

Este o rocă masivă, de culoare neagră-cenușie. Studiul microscopic scoate în evidență o masă holocristalină cu structură panidiomorf-microgranulară, dată de participarea unor cristale relativ izometrice mai mult sau mai puțin idiomorfe de : feldspat plagioclaz, piroxen monoclinic, piroxen rombic, magnetit și cuarț secundar.

Feldspatul plagioclaz este subordonat cantitativ mineralelor melanocrate, este prezent în cristale tabulare maclate polisintetic și ușor zonate. Zonele sînt mai bine reliefate în porțiunile periferice ale fenocristalelor. Este reprezentat printr-un bytownit cu 70—72% An, destul de proaspăt, rar cu un început de transformare în partea centrală a cristalelor.

Clinopiroxenul este un mineral abundent, fenocristalele sale fiind idiomorfe sau hipidiomorfe și cu rare macle polisintetice. Este reprezentat printr-un diospid (+)2V=56°, posibil chiar dialag, manifestîndu-se clivajul pronunțat caracteristic. El este afectat de transformări secundare, care au dus la trecerea sa în clorit sau uralit.

Piroxenul rombic este subordonat din punct de vedere cantitativ clinopiroxenului, fiind un enstatit cu cristale scurt prismatice de compoziție $En_{93}Fs_7$-$En_{94,5}Fs_{5,5}$ (+2V=76—73°). Unele dintre cristalele de enstatit manifestă un început de bastitizare.

Magnetitul apare în cantități reduse sub forma unor cristale izometrice.

Ca mineral secundar mai apare și cuarțul, în cantități relativ reduse, insinuîndu-se în goluri.

Ușoara transformare suferită de piroxeni cît și prezența cuarțului indică acțiunea unor soluții cu efect autometasomatic asupra microgabbroului.

II.3.3. Spilitele

Spilitele au culoare brun-roșiatică, mai rar neagră, aspectul lor macroscopic pune în evidență transformările postmagmatice și hipergene suferite de aceste roci, prin prezența frecventelor diaclaze calcitice și hematitice și a rarelor variole albitice sau cloritice.

Microscopic se remarcă structura spilitică și textura amigdaloidă. Masa fundamentală cu aspect hipocristalin este alcătuită din baghete foarte fine și lungi de feldspat plagioclaz cu o dispunere dezordonată. Spațiile libere dintre baghetele plagioclazice sînt umplute cu o masă vitroasă, înțesată cu mici agregate cristaline aparținînd unor minerale secundare, cum ar fi : clorit, calcit, minerale opace și mai puțin cuarț. În porțiunile mai profunde ale formelor pillow sînt prezente și foarte rare fenocristale, invariabil feldspatice însă complet pseudomorfozate de calcit. Amigdalele sînt cloritice sau calcitice, înconjurate la exterior de o zonă de minerale opace. În partea externă a formelor pillow plagioclazul formează agregate de snopi în care cristalele fibroase se dispun radiar-divergent, sau pot chiar să umple unele variole.

Institutul Geologic al României

II.3.4. Rocile complexului andezitic-latiandezitic

II.3.4.1. *Andezite cu piroxen rombic*

Andezitele cu piroxen rombic au fost identificate doar la nord de vîrful Torșa și pe pîrîul Glasului.

Sînt roci de culoare neagră și prezintă un aspect masiv. Au o structură porfirică hialopilitică și textură masivă. La alcătuirea lor participă ca faze minerale importante : feldspatul plagioclaz (28—35%), piroxenul rombic (6,6—9,0%), pastă (54,1—64,6%), magnetit în cantități mici, precum și minerale secundare (0,2—0,8%) (tab. 1).

TABELUL 1

Compoziția modală (%) a andezitelor cu piroxen rombic

Minerale	150	408 a
Plagioclazi	27,9	35,4
Piroxeni rombici	6,6	9,0
Minerale opace	0,1	1,1
Minerale secundare	0,8	0,3
Pastă	64,6	54,1

Feldspatul plagioclaz este prezent în fenocristale idiomorfe, dispuse în pasta hialopilitică. După conținutul de An (46—60%), se prezintă drept un andezin-labrador, frumos maclat polisintetic și intens zonat. Obișnuit conține incluziuni de piroxen rombic, magnetit și sticlă (pl. IX, fig. 1), ultima depunîndu-se preferențial la limitele dintre zone. Plagioclazul este prezent și în pasta hialopilitică sub forma unor microlite aciculare. Dimensiunile reduse fac imposibile măsurătorile pentru determinarea compoziției.

Piroxenul rombic se prezintă idiomorf, cu conture prismatice, iar în secțiuni bazale are contur pseudohexagonal. Uneori este maclat. Frecvent este ciuruit de incluziuni de magnetit izometric, iar în cazuri cu totul izolate incluziunile sînt formate din feldspat plagioclaz. Variază în compoziție între limitele bronzit-hipersten, respectiv $En_{91}Fs_9(+)2V=82°$ și $En_{75}Fs_{25}(-)2V=66°$.

Pasta se prezintă ca o masă brună înțesată de microlite feldspatice și de granule de magnetit.

Mineralul accesoriu cel mai frecvent este magnetitul, care este prins în incluziunile de fenocristale de feldspat plagioclaz sau piroxen, însă în principal el este conținut în pastă.

Acest tip de rocă este slab afectat de procese de alterare ; mineralele secundare care apar sînt cloritul și limonitul formate pe seama pastei, rar este prezent și sericitul în foițe în masa feldspatului plagioclaz.

Institutul Geologic al României

II.3.4.2. *Andezite cu piroxeni rombici și monoclinici*

Andezitele cu piroxeni rombici și monoclinici au răspîndirea cea mai largă dintre andezitele complexului andezitic-latiandezitic. Aspectul macroscopic prezintă numeroase varietăți date atît de culoarea rocii cît și de prezența fenocristalelor de plagioclaz și chiar piroxen vizibile cu ochiul liber. Culoarea rocilor variază de la negru la cenușiu sau brun-cenușiu adesea cu nuanțe verzui.

Structura este porfirică cu pastă hialopilitică sau pilotaxitică, textura fiind masivă sau fluidală.

Pasta ia parte în cantități importante la alcătuirea rocilor (62—71%), fiind urmată de : plagioclaz, piroxen rombic, piroxen monoclinic și magnetit (tab. 2) (pl. X, fig. 1). Mineralele secundare prezente

TABELUL 2

Compoziția modală (%) a andezitelor cu piroxeni rombici și monoclinici

Minerale	197	206	242	198	370
Plagioclazi	23,4	29,4	20,5	26,2	25,1
Piroxeni rombici	8,0	3,6	3,9	1,0	5,1
Piroxeni monoclinici	2,5	0,4	1,5	0,9	4,6
Minerale opace	0,9	0,8	0,6	0,5	0,8
Minerale secundare	3,2	3,3	7,4	0,2	1,2
Pastă	61,9	62,4	66,0	71,2	63,1

într-un număr mare de specii, cum ar fi : calcedonie, cuarț, zeolit, clorit, epidot, mai rar calcit, serpentin și sericit, variază puternic în conținut (0,2—7,4%).

Feldspatul plagioclaz este prezent în fenocristale larg dezvoltate, corespunzînd în unele din aceste roci unui labrador (55—60% An), pentru ca în unele varietăți să aibă compoziția bytownitului (70—77% An). Fenocristalele plagioclazice au în general conture hipidiomorfe, fiind maclate polisintetic și puternic zonate. Acest mineral se întîlnește în diferite stadii de alterare, mergînd de la mineralul proaspăt pînă la situația în care este complet pseudomorfozat. În rocile situate în apropierea filoanelor pe care au circulat soluții hidrotermale, se remarcă o argilizare a plagioclazului. În cazuri extreme se ajunge la o pseudomorfozare completă a acestuia de către calcit. Ca și la tipul anterior de andezit și în acest caz se remarcă prezența incluziunilor de piroxen rombic în feldspat plagioclaz.

Piroxenul rombic este mineralul frecvent predominînd asupra celui monoclinic. Fenocristalele idiomorfe sînt proaspete, doar rareori remar-

Institutul Geologic al României

cîndu-se o cloritizare mai puternică. Conține ca incluziuni granule de magnetit și foarte rar plagioclaz. Compoziționa corespunde unui bronzit-hipersten ($En_{91}Fs_9$-$En_{58}Fs_{42}$) cu (+)2V=83° și (—)2V=56°.

Piroxenul formează cristale bine individualizate cu conture pseudohexagonale sau pseudooctogonale, în aceste cazuri remarcîndu-se clivajul caracteristic pe două direcții. După valoarea 2V=54—60° corespunde unui augit, care manifestă uneori o ușoară zonare. Augitul prezintă frecvente incluziuni de magnetit și mai rar de feldspat plagioclaz. Uneori augitul și hiperstenul formează macle comune. În afara acestei relații se întîlnesc situații în care cei doi piroxeni au intrat în reacție (pl. XII, fig. 1). Reacțiile au fost observate acolo unde piroxenul monoclinic a început să cristalizeze în vecinătatea unuia rombic. Este posibil ca în primele momente ale cristalizării piroxenului monoclinic, să intervină un dezechilibru între rețelele cristaline ale celor două minerale, care duce la apariția unei zone de refringență deosebită între ele, ca urmare a tendinței de acomodare reciprocă a lor. Fenomenul de reacție dintre cei doi piroxeni a fost semnalat de Yoder (citat după Hess, 1967).

Magnetitul participă în cantități relativ constante la alcătuirea rocilor. Prezența sa este legată atît de incluziunile din plagioclaz și piroxeni, cît și de cristalele mici izometrice care impregnează pasta.

Pasta manifestă la microscop aspecte variate în funcție de gradul de cristalizare și de prezența sau absența microlitelor aciculare de plagioclaz. Ea se prezintă ca masă brună, uneori aproape opacă, trădînd un caracter pronunțat vitros, în care caz participarea microlitelor feldspatice este minimă. Alteori îmbracă aspecte microcristaline prin creșterea cantitativă a microlitelor feldspatice și chiar piroxenice. Prin recristalizare parțială capătă culori brun-verzui sau brun-gălbui. Pe seama pastei apar o serie de minerale de neoformație, dintre care în ordine descrescîndă a frecvenței lor sînt : clorit, calcit, opal, calcedonie, cuarț, zeolit și limonit.

Cloritul apare fie sub forma unor plaje, fie sub forma unor agregate fibroradiare în care caz se asociază cu calcitul. Calcitul impregnează pasta sau înlocuiește total sau parțial feldspatul plagioclaz sau piroxenul monoclinic. Calcedonia se dispune cel mai adesea de-a lungul unor fisuri sau filonașe, sau umplu golurile formate prin îndepărtarea mineralelor primare. Cuarțul se insinuează pe fisurile din pastă, fiind însoțit ca și calcedonia de pelicule fine de limonit.

Zeoliții se întîlnesc destul de rar, formînd agregate cristaline, în cuiburi sau filonașe. Obișnuit se asociază cu cruste fine limonitice, mai rar cu calcit și clorit și foarte rar cu calcedonie. Tot ca minerale de neoformație sînt întîlnite sericitul și epidotul. Primul se formează pe seama plagioclazului, iar epidotul pe seama melanocratelor.

Foarte rar masa rocii este impregnată cu mici plaje sau cristale de pirit.

Institutul Geologic al României

II.3.4.3. *Andezite cu piroxeni monoclinici*

Andezitele cu piroxeni monoclinici au o răspîndire mai redusă. Sînt roci de culoare neagră sau brun-cenușie, în care uneori sînt vizibile cu ochiul liber cristale de feldspat plagioclaz sau piroxen și rareori pirit.

Structura lor este aceeași ca a tipurilor descrise anterior, adică porfirică pilotaxitică sau microcristalină cu textura fluidală sau masivă. Alături de pastă care este principalul constituent (63—64,8%) apar în diferite proporții următoarele minerale: plagioclaz (22,6—26,1%), piroxen monoclinic (2,9—5,4%), cantități mici de minerale opace și secundare (tab. 3).

TABELUL 3

Compoziția modală (%) a andezitelor cu piroxen monoclinic

Minerale	231	290
Plagioclazi	22,6	26,1
Piroxeni monoclinici	5,4	2,9
Minerale opace	0,6	0,9
Minerale secundare	8,2	5,2
Pastă	63,0	64,8

Feldspatul plagioclaz este principalul component cristalizat al acestor roci, apărînd atît ca fenocristale, cît și ca microlite, care formează o țesătură în pastă, uneori orientate, imprimînd aspectul fluidal. Fenocristalele de plagioclaz sînt bine dezvoltate, fiind de regulă idiomorfe, maclate polisintetic și zonate. Conform conținuturilor de An (37—57%) corespund unui andezin-labrador. Se constată în acest caz o ușoară scădere în conținutul de An, în raport cu tipurile anterioare, chiar dacă uneori părțile interne ale cristalelor au conținuturi ceva mai ridicate (57—67% An). Fenocristalele feldspatice prezintă incluziuni de sticlă în cantități reduse față de primele tipuri. Feldspatul este ușor sericitizat, iar uneori este ușor opacizat datorită unui început de caolinizare și a pigmentării cu oxizi de fier secundari.

Piroxenul participă cantitativ într-o proporție relativ scăzută la alcătuirea rocilor (tab. 3), fiind prezent atît ca fenocristale bine dezvoltate idiomorfe, cît și ca microlite, fiind reprezentat de un augit cu (+)2V=58—60°. O caracteristică a acestui tip de rocă sînt frecventele incluziuni de feldspat plagioclaz în piroxenul monoclinic. Prin alterare augitul este înlocuit de clorit, care la început se insinuează pe fisuri și pe direcțiile de clivaj, apoi avansează treptat în masa fenocristalului pînă se ajunge la pseudomorfoză complet cloritică.

Institutul Geologic al României

Mineralele opace se menţin cantitativ în limitele de mai înainte, fiind reprezentate în principal prin magnetit, distribuit sub formă de granule mici în pastă. Pasta este o masă brună vitroasă sau microcristalină, înţesată de microlite feldspatice şi granule magnetitice. Prin alterarea ei pot să apară următoarele minerale de neoformaţie : clorit, calcit, calcedonie şi rar zeolit.

II.3.4.4. *Latiandezite cu piroxeni rombici şi monoclinici*

Macroscopic aceste roci nu pot fi deosebite de tipurile de andezite prezentate anterior, manifestînd aceleaşi aspecte. De fapt clasificarea lor ca latiandezite s-a făcut pe baza considerentelor de ordin petrochimic, studiul microscopic nefiind suficient de semnificativ pentru aceasta.

Culoarea lor variază de la negru pînă la gri-cenuşiu. Macroscopic se pot distinge doar rar cristale de feldspat plagioclaz sau piroxen. Structura lor este porfirică hialopilitică sau pilotaxitică, iar textura masivă sau fluidală. Compoziţia lor este dată de următoarele faze minerale : feldspat plagioclaz (20,6%), piroxen rombic (9,3%), piroxen monoclinic (4,2%), pastă (62,4%), minerale opace (1,3%) şi minerale secundare (2,4%) (tab. 4, proba 364).

TABELUL 4

Compoziţia modală (%) a latiandezitelor

Minerale	364	427	425	434
Plagioclazi	20,6	31,7	16,0	23,5
Piroxeni rombici	9,3	—	—	—
Piroxeni monoclinici	4,2	0,3	—	—
Amfiboli	—	2,7	1,9	—
Minerale opace	0,7	2,0	1,3	1,2
Minerale secundare	2,4	2,9	9,7	3,1
Pastă	62,6	60,4	71,0	72,2

Feldspatul plagioclaz este un labrador cu 54—61% An, prezentînd aceleaşi aspecte morfologice ca şi feldspatul din andezite. În rarele incluziuni pe care le conţine se găseşte piroxen rombic, sau formează concreşteri reciproce, ceea ce arată o cristalizare simultană a celor două minerale.

Piroxenul monoclinic este reprezentat printr-un augit cu (+)2V=54—56°, care este uneori maclat polisintetic, sau formează macle cu piroxenul rombic. Sub formă de incluziuni în masa acestuia este prezent magnetitul. Piroxenul rombic este un hipersten ($En_{73,5}Fs_{26,5}$) cu (—)2V=64°.

Institutul Geologic al României

Pasta vitroasă sau microcristalină a suferit sub acțiunea soluțiilor hidrotermale importante fenomene de recristalizare și substituție. Caracteristic pentru unele din aceste roci este cloritizarea avansată care se manifestă atît la nivelul pastei cît și a mineralelor melanocrate. Cloritul formează în masa rocii agregate cristaline sferulitice fibroradiare. În plus este de remarcat cantitatea mai ridicată de calcedonie care umple vinișoarele, filonașele sau golurile formate prin înlăturarea mineralelor primare. În cantități reduse sînt prezenți calcitul și zeolitul.

II.3.4.5. *Latiandezite cu amfiboli ± piroxeni monoclinici*

Sînt roci de culoare gri-cenușie, cu nuanțe verzui, în care sînt vizibile cu ochiul liber cristale de feldspat plagioclaz și baghete fine de hornblendă. Ultimul mineral ajunge în unele cazuri la 3—4 mm, permițînd astfel identificarea în teren a acestor roci. Acest tip de latiandezit are structură porfirică hialopilitică sau pilotaxitică. Ceea ce îl diferențiază din punct de vedere mineralogic este apariția amfibolului și dispariția aproape completă a piroxenului monoclinic (pl. XII, fig. 2 ; pl. XIII, fig. 1).

Feldspatul plagioclaz în cristale idiomorfe participă în cantități variabile la alcătuirea acestui tip de rocă, are compoziția unui andezin cu 41—51% An, porțiunile centrale ale fenocristalelor zonate au o compoziție puțin mai bazică, corespunzătoare labradorului (54—57% An). Obișnuit fenocristalele sînt maclate polisintetic, aflîndu-se într-o stare incipientă sau mai avansată de înlocuire cu minerale de neoformație, cum ar fi sericitul sau calcitul.

Un alt mineral care participă la alcătuirea acestor latiandezite, putînd fi considerat ca tipic pentru acestea pe teritoriul munților Trascău, este amfibolul (tab. 4, probele 427 și 425). Se prezintă sub formă de cristale idiomorfe, lung prismatice sau pseudohexagonale, uneori ușor rotunjite sau resorbite, cu o bordură înconjurătoare formată din aglomerarea unor cristale fine de magnetit. Corespunde unei hornblende cu (—)2V=76°. În cazurile rare cînd acest mineral este proaspăt, sînt vizibile macle polisintetice și clivajul caracteristic pe cele două direcții. Obișnuit hornblenda este pseudomorfozată de asociația minerală clorit-calcit, impregnată cu fine cristale de magnetit, uneori pseudomorfozele fiind date de epidot.

Augitul este un mineral cu apariție sporadică, participarea lui fiind minoră, fiind frecvent cloritizat sau epidotizat.

Pasta este principalul constituent, variază în limite largi (60,4—72,2%) și are un caracter vitros sau microcristalin, rareori prezentîndu-se total recristalizată. Este înțesată cu microlite feldspatice, cristale izometrice de magnetit și foarte rar pirit. Ca minerale de neoformație născute prin recristalizarea pastei, în ordinea frecvenței lor semnalăm : clorit, calcit, epidot, calcedonie, cuarț și limonit. Cloritul apare dispersat în pastă, sau poate forma acumulări cu conture nere-

Institutul Geologic al României

gulate sau sferulitice cu dispoziție radiară, prezentînd uneori o bordură externă calcitică. Calcedonia și cuarțul se dispun în goluri, pe fisuri sau filonașe, primul fiind pigmentat cu oxizi de fier.

II.3.4.6. *Latiandezite leucocrate*

Din această categorie fac parte unele latiandezite filoniene, care apar în special în valea Arieșului cît și unele roci din valea Uzei (Valea Mînăstirii). Cu toate că între ele se constată deosebiri macroscopice și microscopice chiar în cadrul aceleiași zone, trăsătura lor comună este lipsa totală sau aproape totală a mineralelor melanocrate.

Macroscopic latiandezitele filoniene din valea Arieșului se caracterizează prin feldspatul plagioclaz vizibil cu ochiul liber, ușor colorat în roz, ceea ce denotă o afectare a sa sub influența proceselor de alterare hidrotermală. Lucrul acesta este confirmat prin studiul microscopic, care evidențiază existența fenocristalelor feldspatice opacizate, fiind substituite în mare parte de către minerale secundare. Dintre acestea rolul principal revine epidotului, care se dispune preferențial pe liniile de clivaj, de unde poate să cuprindă apoi întreg fenocristalul. Calcitul este și el prezent, realizînd uneori o înlocuire completă a feldspatului. Sînt frecvente cazurile în care cloritul impregnează aproape întreaga suprafață a fenocristalului feldspatic.

Deosebirile între latiandezitele leucocrate sînt date în special de structura lor diferită .În funcție de aceasta se pot deosebi :

(a) Latiandezite leucocrate porfirice cu pastă microcristalină, la alcătuirea cărora participă rare cristale de hornblendă (sub 1%). Acestea sînt prezente în unele filoane din valea Arieșului.

(b) Latiandezite leucocrate cu pastă trahitică. Cele provenite din valea Arieșului conțin cantități reduse de hornblendă, pe cînd cele din zona Văii Mînăstirii conțin cantități minore de augit. Ultimele păstrează caracteristica generală pentru rocile complexului andezitic-latiandezitic din această zonă, adică conținutul mai ridicat în minerale opace.

II.3.4.7. *Aglomerate andezitice-latiandezitice*

Toate tipurile de andezite și latiandezite prezentate pînă aici, au fost identificate și în blocurile aglomeratelor complexului andezitic-latiandezitic. În afara acestora însă, în bazinul văii Rachișului și în valea Aiudului (La Honci) apar aglomerate a căror blocuri sînt alcătuite din roci care nu sînt prezente în curgerile de lave sau filoane. Caracteristic pentru acestea este apariția cuarțului care alături de feldspatul plagioclaz sînt vizibili cu ochiul liber. Sub microscop se distinge o structură porfirică dată de fenocristalele de plagioclaz și cuarț dispuse într-o pastă microfelsitică. Fenocristalele de feldspat plagioclaz sînt larg dezvoltate și participă în cantități însemnate la alcătuirea rocii (61,3%). Ele

Institutul Geologic al României

sînt maclate polisintetic şi au compoziţia andezinului (40—48% An). Fenocristalele de cuarţ (15,8%) sînt bine dezvoltate şi uşor rotunjite, uneori chiar corodate. Pasta nu trădează deosebiri în ceea ce priveşte compoziţia faţă de rocile anterioare, doar cantitativ aportul ei este mult redus (26,5%). În pastă apar cristale de dimensiuni reduse de magnetit (1,2%), ea fiind parţial cloritizată şi calcitizată (5,2%). În unele secţiuni participă şi hornblenda, ceea ce ne-a determinat să calificăm roca drept un latiandezit cuarţifer.

II.3.4.8. *Tufurile complexului andezitic-latiandezitic*

Sînt roci de culoare gri-cenuşie sau gri-verzuie cu textură paralelă şi spărtură aşchioasă sau concoidală. În opoziţie cu relativa lor uniformitate macroscopică, studiul microscopic permite identificarea unor tipuri mai variate, deosebite între ele în special pe baza compoziţiei mineralogice şi mai puţin datorită structurii rocii, sau mărimii granulelor constituente. Pe aceste criterii am deosebit următoarele tipuri : (a) tufuri feldspatice ; (b) tufuri hornblendice (pl. XIV, fig. 1) şi (c) tufuri cuarţoase.

Caracteristică pentru aceste tipuri este structura vitroclastică, dată de fragmentele colţuroase de diferite minerale leucocrate sau melanocrate dispuse într-o pastă în mare parte vitroasă. În funcţie de natura materialului participant se întîlnesc tufuri cu caracter preponderent vitros (tufuri vitroclastice), în care participarea fragmentelor cristaline este redusă. La polul opus se găsesc tufurile alcătuite aproape exclusiv din fragmente cristaline (tufuri cristaloclastice), cimentate de o pastă complet cloritizată. Între aceste două extreme se întîlnesc toate tipurile de tranziţie, adică cu raportul dintre masa vitroasă şi fracţiunea cristalizată foarte variabil. În cazul acestora se remarcă frecvent efectul sortării gravitaţionale, exprimat printr-o dispunere după mărime şi compoziţie, dispunere favorizată de mediul marin de depunere. Ca efect, la scară microscopică, sînt vizibile alternanţe de microstrate de granulozitate diferită şi chiar şi de compoziţie diferită. Desigur că un rol însemnat în consolidarea cenuşilor a revenit mediului marin, dar este dificil de apreciat aportul de material sedimentogen numai pe baza studiului optic, se înţelege exceptînd cazurile în care la alcătuirea tufurilor iau parte resturi de vieţuitoare.

Tufurile feldspatice îmbracă aspecte variate, în funcţie de cantitatea de fragmente feldspatice participante cît şi de mărimea lor. Alături de plagioclaz sînt prezente cantităţi reduse de fragmente de hornblendă şi foarte rar cuarţ. De fapt între cele trei tipuri există treceri, ele fiind deosebite pe baza materialului predominant. Tufurile hornblendice sînt caracterizate prin participarea în special a fragmentelor sau chiar a cristalelor întregi de hornblendă verde, deseori maclate şi surprinzător, mult mai puţin afectate de transformări secundare decît hornblenda latiandezitelor. Un loc deosebit revine tufurilor cuarţoase, deoarece numai în cazul acestora se remarcă participarea resturilor de

Institutul Geologic al României

radiolari la alcătuirea tufurilor. Fragmentele de cuarț colțuroase și de mărimi diferite, au fost sortate gravitațional, microstratele cu fragmentele cele mai reduse fiind pigmentate din abundență cu oxizi de fier. Se remarcă o oarecare tendință de aglomerare, tocmai în aceste microstrate, a resturilor de radiolari. Alături de cuarț participă și cantități reduse de fragmente de plagioclaz.

II.3.4.9. *Dacite*

Macroscopic aceste roci se disting prin culoarea lor cenușie sau cenușiu-roză și prin textura lor masivă sau ușor paralelă. În masa lor se disting rare cristale de feldspat plagioclaz și hornblendă, care poate fi înlocuită prin agregate cloritice sau îndepărtată complet din masa rocii, rămînînd în urma ei goluri mici (pl. XIV, fig. 2).

Studiul microscopic scoate în evidență o structură porfirică, dată de participarea fenocristalelor de feldspat plagioclaz și foarte rare fenocristale de hornblendă și cuarț, distribuite într-o pastă microcristalină, mai rar hialopilitică (tab. 5).

TABELUL 5

Compoziția modală (%) a dacitelor

Minerale	328	350
Plagioclazi	10,4	10,3
Hornblendă	0,6	—
Minerale opace	0,4	0,1
Minerale secundare	0,9	0,6
Pastă	87,6	89,0

Feldspatul plagioclaz este una din principalele faze minerale, prezent în fenocristale sau chiar ca microcristale. Fenocristalele sînt maclate polisintetic, numărul membrilor de maclă fiind mic, comparativ cu feldspații andezitelor, iar zonarea este mai puțin evidentă. Are compoziția oligoclazului (27% An) sau chiar a andezinului acid (37% An). Fenocristalele oligoclazice conțin incluziuni cloritice, dispuse în special în părțile centrale, în rest ele prezintă evidente urme de transformare în sericit și mai rar în calcit.

Hornblenda are apariție sporadică și în cantități reduse, fiind aproape invariabil înlocuită cu agregate cristaline de clorit și oxizi de fier, la care se asociază uneori calcit. Sînt frecvente cazurile în care și mineralele de neoformație sînt îndepărtate, în pasta rocii distingîndu-se conturele caracteristice hornblendei, subliniate doar de bordura magnetitică rămasă. Accidental apare și cuarțul, în cantități reduse și în cristale cu conture neregulate sau rotunjite, care vădesc un proces de coroziune.

Institutul Geologic al României

Pasta participă în cantități apreciabile la alcătuirea dacitelor (pînă la 89%), prezentîndu-se ca o masă cafenie cu nuanțe verzui la studiul cu un nicol. În ea sînt distribuite cantități reduse de magnetit. Are caracter microcristalin, imprimat de participarea feldspatului și cuarțului în microcristale. Pasta este afectată de fenomene de transformare, exprimate printr-o cloritizare ușoară dar uniformă, uneori fiind substituită de calcit și este pigmentată constant cu limonit.

II.3.4.10. *Trahite alcaline*

Sînt roci care posedă culoarea roză, violacee sau cenușie, în care ochiul distinge cu ușurință fenocristale de feldspat plagioclaz alb mat sau ușor roz, hornblendă sau agregate cloritice și zeolitice.

Microscopic se pune în evidență o structură porfirică, realizată prin distribuirea fenocristalelor de feldspat plagioclaz, sanidin și hornblendă într-o masă microcristalină, care este uneori ușor orientată prin dispunerea paralelă a microcristalelor plagioclazice.

Feldspatul plagioclaz este prezent în fenocristale și în microlite care participă la alcătuirea pastei, cantitativ aportul său variază în limite foarte largi (tab. 6). Fenocristalele sînt idiomorfe, prismatice sau

TABELUL 6

Compoziția modală (%) a trahitelor alcaline

Minerale	330	333	336	368	351	264
Plagioclazi	16,8	31,8	2,4	27,1	9,9	16,4
Sanidin	—	—	3,4	0,3	3,8	3,3
Cuarț	—	1,6	—	—	—	—
Piroxen monoclinic	—	—	—	0,1	—	0,2
Hornblendă	1,1	—	—	0,9	—	—
Minerale opace	0,8	0,6	—	0,5	0,2	0,4
Minerale secundare	0,5	2,4	1,3	3,0	0,1	0,3
Pastă	80,7	63,6	92,9	68,2	86,0	79,3

tabular izometrice, fiind maclate și au compoziția albitului cu 5—8% An, sau a oligoclazului acid cu conținut maxim de 16% An. Caracteristic pentru plagioclazii trahitelor alcaline este gradul înaintat de alterare. Obișnuit el este sericitizat sau argilizat, deseori nucleul său este înlocuit în întregime cu clorit, care se dispune îndeosebi la limitele dintre zone. Sanidinul apare cantitativ subordonat feldspatului plagioclaz, sau poate fi absent. Prezența sa este legată de cristale cu contur neregulat.

Hornblenda are o apariție sporadică și în cantități reduse, prezentîndu-se în cristale proaspete, maclate polisintetic. Cuarțul este un mineral cu apariție rară, apărînd în cristale cu conture neregulate, coro-

Institutul Geologic al României

date și cu rare incluziuni solide. Uneori apare subordonat un piroxen monoclinic (0,2%), în cristale mici idiomorfe.

Mineralele de neoformație sînt conținute în cantități variabile în aceste roci (0,1—3%), fiind reprezentate prin : sericit, clorit, limonit, calcit, cuarț și chiar zeolit. Acestea se formează atît pe seama fenocristalelor cît și a pastei, care în acest caz are o participare cantitativă remarcabilă (pînă la 92,9%).

II.3.4.11. *Riolite*

Pe baza criteriilor de ordin mineralogic și chimic aceste roci au fost împărțite în : (a) riolite și (b) riolite alcaline.

(a) Riolitele sînt roci foarte dure, de culoare roză. Au structură porfirică, datorată fenocristalelor de feldspat plagioclaz dispersate într-o pastă roză. Adesea roca este ciuruită de goluri, care uneori sînt umplute cu minerale de neoformație, în special clorit. Extrem de rar în masa acestora se disting mici foițe de biotit.

Sub microscop pasta riolitelor manifestă un caracter vitros, foarte rar microcristalin, în ea dispunîndu-se fenocristale de plagioclaz și puținul cuarț sau biotit.

TABELUL 7

Compoziția modală (%) a riolitelor

Minerale	263	291
Plagioclazi	7,9	8,9
Cuarț	0,5	—
Minerale opace	1,4	0,3
Minerale secundare	1,8	2,5
Pastă	88,4	88,2

Fenocristalele de feldspat plagioclaz participă în cantități reduse la alcătuirea riolitelor (7,9—8,9%) și au compoziția cuprinsă între limitele oligoclazului (18—25% An). Oligoclazul se prezintă maclat polisintetic. Și în acest caz feldspatul se prezintă transformat, purtînd în zonele sale centrale incluziuni secundare de clorit, dispuse de-a lungul zonelor.

Cuarțul apare foarte rar în fenocristale și atunci în cantități reduse (tab. 7). Biotitul apare foarte rar, în cantități mici, sub formă de cristale xenomorfe care conțin mici incluziuni solide cu aureole pleocroice.

Printre mineralele de neoformație se remarcă participarea sericitului, cloritului și calcedoniei sau a cuarțului. Primul se naște pe seama feldspatului plagioclaz. Cloritul apare atît ca incluziuni în feldspat cît

Institutul Geologic al României

și pe seama pastei. Calcedonia și cuarțul umplu golurile create în pastă și sînt însoțite de aureole cloritice.

(b) Riolitele alcaline. Cu excepția riolitelor alcaline din Valea Mînăstirii care prin culoarea lor verde se apropie de tufuri, celelalte nu manifestă particularități macroscopice față de riolite.

Studiul microscopic permite determinarea unei structuri porfirice, la care iau parte fenocristale de feldspat plagioclaz, sanidin și pastă cripto- sau microcristalină în care acestea sînt prinse.

Fenocristalele de plagioclaz sînt idiomorfe și participă în proporție scăzută la alcătuirea riolitelor alcaline (tab. 8). Conținutul lor de anortit arată existența albitului (2—7% An) fapt care le deosebește de riolite.

TABELUL 8

Compoziția modală (%) a riolitelor alcaline

Minerale	402	484
Plagioclazi	4,8	3,5
Sanidin	6,3	2,0
Cuarț	—	1,0
Minerale opace	0,8	0,4
Minerale secundare	0,9	2,7
Pastă	87,1	90,4

Sanidinul este prezent în mici cristale xenomorfe, prezența sa și conținutul de An al plagioclazului sînt criterii mineralogice pentru diagnosticarea riolitelor alcaline.

Cuarțul apare rar și numai ca mineral de neoformație, alcătuind mici aglomerări în pastă. Pasta este faza cea mai importantă, din punct de vedere cantitativ, care participă la alcătuirea acestor roci (87—90,4%). În ea se găsesc dispersate minerale opace și de neoformație reprezentate în principal prin clorit și cuarț sau calcedonie.

II.3.4.12. *Aglomerate riolitice*

Am arătat că în funcție de natura petrografică a blocurilor care iau parte la alcătuirea acestor aglomerate, deosebim : (a) aglomerate riolitice propriu-zise ; (b) aglomerate mixte și (c) aglomerate cu blocuri dacitice. Aceste trei tipuri de aglomerate au matricea uniformă, ea fiind tufogenă riolitică, identică compozițional cu tufurile riolitice.

Deoarece riolitele care dau blocurile primului tip de aglomerat, cît și andezitele și latiandezitele pentru cel de al doilea, nu prezintă deosebiri față de rocile prezentate pînă aici, o repetare este inutilă. Un loc aparte revine celui de al treilea tip, prin aceea că natura petro-

Institutul Geologic al României

grafică a blocurilor din acestea, diferă de cea a rocilor prezentate pînă acum. Roca prezintă o culoare verzui-cenușie și un aspect compact. Are o structură porfirică și este alcătuită din feldspat plagioclaz, în cantitate mare (37,6%) și o pastă microcristalină (62,3%) alcătuită la rîndul ei din microlite plagioclazice și din minerale opace. Plagioclazul este prezent în fenocristale idiomorfe, foarte bine conservate, maclate polisintetic și are compoziția unui labrador acid cu 55% An. Pasta este afectată numai pe alocuri de transformări secundare, în rest prezentîndu-se excelent conservată. Transformarea constă în înlocuirea pastei cu agregate de clorit, care au în majoritatea cazurilor în centrul lor, un nucleu de calcedonie. Pe criterii petrochimice această rocă a fost calificată ca dacit.

II.3.4.13. *Tufuri riolitice*

Aceste roci au culoarea verde-cenușie pînă la verde închisă și o textură rubanată. Sînt roci dure cu spărtură așchioasă sau concoidală. Ele au o structură vitroclastică dictată de participarea sticlei, fragmentelor cristaline sau chiar a fragmentelor microscopice de roci. Din punct de vedere al compoziției tufurilor riolitice, ele sînt destul de uniforme, putîndu-se deosebi două tipuri : (a) tufuri vitroase și (b) tufuri litice.

Primul tip este caracterizat de participarea în cantități importante a sticlei, alături de care apar și fragmente de cuarț. Al doilea tip este definit de participarea unor particole microscopice de riolit, mai mult sau mai puțin cristalizate și cu conture aproximativ rotunjite, cimentate de un material vitros cloritizat. În ambele tipuri participă particole foarte fine de minerale opace, uniform dispersate în masa tufului. Ca și în cazul tufurilor andezitice, se constată o tendință de sortare gravitațională, după mărimea și compoziția granulelor, fapt care imprimă aspectul rubanat al rocilor. În plus în tufurile din Valea Mînăstirii sînt prezente rare resturi de radiolari, care fac neîndoielnică depunerea submarină a acestor roci.

II.3.4.14. *Procese de transformare hidrotermală asociate vulcanismului andezitic*

Vulcanitele complexului andezitic-latiandezitic au fost supuse fenomenelor de transformare hidrotermală, fenomene care s-au manifestat în special la nivelul piroclastitelor. Predominanța piroclastitelor asupra lavelor sugerează că magmele generatoare erau bogate în compuși volatili, care probabil au fost în mare parte pierduți în timpul momentelor explozive, așa încît în faza postmagmatică s-a ajuns la concentrarea unor cantități relativ reduse de asemenea substanțe, deoarece transformările induse în rocile complexului andezitic nu sînt prea dezvoltate. Circulația ascendentă a soluțiilor hidrotermale a fost favorizată de crearea unui sistem de fracturi în timpul activității explozive, sau prin deranjările produse prin instalarea dyk-urilor. Migrarea laterală a soluțiilor a fost favorizată de porozitatea și permeabilitatea piroclastitelor.

Institutul Geologic al României

Aglomeratele și tufurile andezitice, roci heterogene, au asigurat o mai bună circulație a soluțiilor hidrotermale, ceea ce a condus la o afectare mai intensă a lor. Totuși soluțiile hidrotermale au acționat și la nivelul curgerilor de lavă, efectele fiind exprimate prin recristalizarea pastei sau prin substituirea parțială sau totală a unor minerale. La nivelul piroclastitelor andezitice și latiandezitice se remarcă o sericitizare, apariția unor incluziuni secundare de clorit, caolinizare sau calcitizare de diferite grade. Prezența cloritului pe limitele dintre zonele plagioclazilor poate fi pusă pe seama incluziunilor preexistente de sticlă. Mineralele melanocrate : piroxenii și hornblenda prezintă frecvente fenomene de cloritizare, care pot avansa uneori pînă la substituție totală.

Pasta vitroasă sau microcristalină este cel mai adesea cloritizată. Cloritul impregnează difuz întreaga masă a pastei sau formează agregate sferulitice, putîndu-se asocia cu calcitul. În plus pasta este uneori străbătută de fisuri, filonașe și cuiburi de zeoliți impregnați cu hematit, sau varietăți criptocristaline de cuarț : calcedonie și opal pigmentați și ei cu oxizi. Impregnarea rocilor cu pirit este un caz frecvent, acum intervenind și o transformare evidentă a mineralelor primare, cum ar fi în : dealul Sardău, pîrîul Borzești sau la vest de stația C F I Moldovenești. Nu totdeauna impregnarea rocilor cu pirit a dus și la afectarea mineralelor primare (exemplu în pîrîul Nadaș).

Prezența asociației sericit-clorit-calcit sugerează influența unui metamorfism hidrotermal echivalent faciesului șisturilor verzi. Prezența zeoliților atestă transformări de temperatură scăzută, caracteristice faciesului zeolitic.

Losert (1974) a studiat originea cuprului în unele zăcăminte stratiforme din partea de nord a statului Chile. Cu această ocazie, cercetătorul menționat, descrie la nivelul andezitelor, andezitelor bazaltice și a bazaltelor jurasice un proces de alterare hidrotermală de temperatură joasă. Efectul de alterare este reprezentat prin două tipuri distincte, atît mineralogic cît și geochimic, primul, cu un efect la scară regională, a produs albit, feldspat potasic, sericit, clorit, cuarț, zeolit, prehnit și epidot pe seama mineralelor primare „vulcanice", pe cînd al doilea, cu un caracter local, a generat cuarț, calcit, clorit, sericit, hematit, anatas și rar scapolit.

Miyashiro et al. (1971) au semnalat, pe fundul Oceanului Atlantic, existența metabazitelor în faciesurile zeolitic și al șisturilor verzi și chiar tranziții spre faciesul amfibolitic, toate cauzate de intervenția unui metamorfism de creastă medio-oceanică, deosebit de metamorfismul de geosinclinal.

Pe lîngă aceste transformări, cu caracter mai mult sau mai puțin difuz în masa rocilor, piroclastitele au fost afectate de procese de argilizare, silicifiere și zeolitizare în lungul unor fracturi filoniene.

Argilizarea. Procesul de argilizare s-a manifestat asupra piroclastitelor complexului andezitic în două arii. Prima arie are extindere mai mare și se situează la vest de pîrîul Borzești, care la rîndul său

Institutul Geologic al României

intersectează o întreagă suită de ramificații filoniene derivate din aria menționată. Aria a doua are extindere mică plasîndu-se la est de izvoarele pîrîului Ghișteagului. Prima zonă este posibil să fie legată de fracturile produse la intruderea dyk-ului andezitic din valea Arieșului (tunelul CFI) în masa aglomeratelor. Aglomeratele, roci heterogene, au favorizat o largă dispersare a soluțiilor hidrotermale în masa lor, efectul fiind caolinizarea unui volum important de piroclastite și apariția unei salbe de ramificații filoniene în pîrîul Borzești. Rocile caolinizate și cele înconjurătoare sînt impregnate cu pirit. Circulația soluțiilor și reacția lor cu rocile, au fost determinate de structura și textura acestora. Numai în acest fel se poate explica apariția unor texturi concentrice sau paralele, date de dispunerea alternativă a unor pături caolinitice cu altele bogate în hematit. Soluțiile circulînd mai ușor prin matricea aglomeratelor, au atacat blocurile acestora mai lent, provocînd atît caolinizarea cît și mobilizarea selectivă a unor elemente pe distanțe mici. Mai puțin au fost antrenați Si și Al care se găseau în tetraedri stabili SiO_4 și AlO_4, care prin îndepărtarea celorlalți cationi ce participă la alcătuirea rețelelor plagioclazilor sau a mineralelor melanocrate, au asigurat scheletul necesar formării caolinitului. Fierul antrenat într-o măsură mai mare a fost deplasat și depus în pături, care progresau spre centrul blocurilor. În acest fel a avut loc o segregare chimică, determinată de soluțiile hidrotermale și realizată datorită mobilității chimice diferite a elementelor în aceste condiții.

Din datele oferite de analiza röntgenografică (tab. 9), efectuată pe două pături caolinitice cu aspecte macroscopice diferite, rezultă că în pătura de culoare deschisă se concentrează caolinitul și cuarțul, pe cînd în cea de a doua alături de aceste două minerale apare și hematitul care imprimă coloratia caracteristică.

În masa caolinitică rezultată, este disiminat piritul în cristale milimetrice (3—4 mm). Prin alterare în condiții hipergene se ajunge la formarea limonitului și la sulfați hidratați de tipul melanteritului, minerale frecvente în masa caolinitică afînată a filoanelor de pe pîrîul Borzești. Acești sulfați formează druze și cuibușoare de cristale columnare incolore, în care cristalele individuale pot ajunge la 5 cm lungime.

Procesul de caolinizare al piroclastitelor s-a propagat și pe planele de separație dintre acestea și curgerile de lave, sau pe fisuri, generînd filoane concordante, mai rar discordante, cu grosimi variabile. Filoanele caolinitice sînt frecvente în pîrîul Borzești, Valea Muntelui sau Vadul Pleș. În Valea Muntelui și mai puțin pe Vadul Pleș caolinizarea este legată de zone de brecifiere ale complexului andezitic.

Silicifierea. Procesul de silicifiere se manifestă prin umplerea golurilor din masa rocilor andezitice, dar în mod deosebit prin generarea unor filoane, de dimensiuni variabile, umplute cu varietăți cristaline sau microcristaline de SiO_2. Acestea sînt răspîndite mai ales în partea de nord a zonei, adică în valea Arieșului, pîrîul Borzești, pîrîul Glasului și pîrîul Hăjdate. Și în acest caz se remarcă o răspîndire mai mare

Institutul Geologic al României

TABELUL 9

Date röntgenografice asupra unor roci caolinizate

Proba	X—1			X—2		
Nr.	I	$\frac{d}{n}$ Kx	Mineral	I	$\frac{d}{n}$ Kx	Mineral
1	7	7,16	Cl	7	7,21	Cl
2	9	4,27	Q	7	4,30	Cl
3	4	3,59	Cl	2	3,59	H, Q
4	10	3,341	Q	10	3,36	Cl, Q
5	8	2,493	Cl	3	2,53	Cl, H
6	7	2,323	Cl	4	2,316	Cl
7	3	1,982	Cl	4	2,090	H, Q
8	9	1,814	Q	6	1,820	H, Q
9	8	1,658	Cl, Q	4	1,670	Cl, H, Q
10	7	1,539	Cl, Q	2	1,570	Cl
11	4	1,488	Cl	7	1,537	Cl, Q
12	10	1,378	Q	2	1,483	Cl, H
13	1	1,298	Q	2	1,457	Cl
14	1	1,282	Cl, Q	10	1,311	Cl
15	2	1,235	Cl	3	1,341	H, Cl
16	10	1,193	Cl, Q	2	1,270	Cl
17	3	1,088	Cl	3	1,191	Cl, H, Q
18	2	1,010	Cl	5	1,175	Q

X—1 și X—2 — vest pîrîul Borzești
Cl = caolinit ; Q = cuarț ; H — hematit.

a filoanelor în masa piroclastitelor sau la contactul acestora cu curgerile de lave, dispoziția lor fiind concordantă sau discordantă în raport cu stratificația.

Filoanele cu grosimi mai mici (pînă la 5 cm) conțin în principal opal sau calcedonie cenușie sau alb-lăptoasă cu textură zonară evidențiată de pelicule hematitice sau cloritice. În filoanele cu grosimi mari (pînă la 30—40 cm) întîlnite în pîrîul Hăjdate, crește gradul de cristalinitate al SiO_2, porțiunile externe fiind alcătuite din pături succesive de calcedonie sau opal, de 2—3 cm grosime, spre interior trecîndu-se la cristale de cuarț sau ametist, bine dezvoltate (5 cm lungime).

Zeolitizarea. Date asupra zeoliților din rocile ofiolitice din munții Trascău au fost aduse de Bedelean (1971), prin studiile efectuate asupra acestor minerale pe întregul cuprins al Munților Apuseni. Apariția zeoliților în ofiolite este legată de diaclaze, fisuri sau goluri în care formează cruste, cuiburi, filonașe de agregate cristaline. Pe lîngă ivirile de zeoliți legate de complexul andezitic-latiandezitic, prezentate de Bedelean (1971), semnalăm prezența zeoliților în filoane pe pîrîul Borzești și pîrîul Glasului și în mai mică măsură în Valea Mun-

Institutul Geologic al României

telui și Vadul Pleș, adică în zone în care complexul andezitic este afectat și de fenomene de argilizare. În punctele enumerate filoanele cu zeoliți au grosimi de 5—15 cm, iar în unele cazuri chiar de 30 cm. În ele zeolitul este rar asociat cu calcit, mineral dispus în partea marginală a filoanelor. Obișnuit se întîlnesc ocurențe zeolitice pure sau asociațiile lor cu sulfuri, în principal pirit. Pe cursul pîrîului Borzești sînt prezente filoane în care zeoliții apar fie singuri fie în asociație cu pirit. Filoanele zeolitice sînt cantonate în aglomerate sau în andezite cu piroxeni rombici și monoclinici și au un contact net, uneori însă se remarcă o dispunere difuză a zeoliților în lungul unor fisuri, care au permis circulația soluțiilor hidrotermale și o impregnare laterală a rocii. Impregnarea este neuniformă, astfel că în porțiunile zeolitizate se întîlnesc relicte de roci mai slab afectate.

Analizele röntgenografice efectuate pe două probe au permis identificarea zeoliților care intră în alcătuirea filoanelor (tab. 10).

TABELUL 10

Date röntgenografice pentru zeoliți

Proba	219 d			241		
Nr.	I	$\frac{d}{n}$ Kx	Mineral	I	$\frac{d}{n}$ Kx	Mineral
1	9	4,19	N, S	3	4,21	F
2	10	3,132	S	3	4,08	F
3	7	2,837	N	10	3,361	Pi
4	3	2,587	—	10	3,193	F
5	3	2,437	N	2	2,958	F
6	4	2,289	N	3	2,574	F
7	7	2,202	Hl, S	7	2,452	—
8	4	2,008	Hl, S	8	2,133	Pi
9	3	1,829	N, Hl, S	8	1,987	F
10	2	1,714	N, S	10	1,822	F, Pi
11	3	1,635	Hl, S	6	1,686	F, Pi
12	2	1,593	N, Hl, S	7	1,589	Pi
13	2	1,575	N	10	1,538	—
14	2	1,550	Hl	7	1,457	Pi
15	1	1,531	N	10	1,378	F. Pi
16	2	1,445	N, Hl	3	1,330	F, Pi
17	7	1,381	N	3	1,286	F, Pi
18	7	1,297	N, Hl, S	2	1,269	Pi
19	6	1,288	Hl, S	7	1,257	Pi
20	7	1,270	N	9	1,230	Pi
21	2	1,235	N	8	1,198	Pi
22				9	1,181	Pi
23				9	1,166	Pi
24				9	1,129	—
25				6	1,101	Pi
26				8	1,069	Pi

219 d—pîrîul Borzești; 241— pîrîul Glasului
Hl = heulandit; N = natrolit; F = phillipsit; Pi = pirofilit; S = celadonit

Institutul Geologic al României

Datele furnizate de analiza röntgenografică [4], prezentate în tabelul 10, indică prezența, în filoanele de pe pîrîul Borzești (proba 219 d) a zeoliților : natrolit și heulandit, asociați cu celadonit și pirit. Zeoliții, din unul din filoanele de pe pîrîul Glasului (proba 241), sînt reprezentați numai prin phillipsit alături de care apare și pirofilitul.

II.4. CARACTERISTICILE PETROCHIMICE ALE MAGMELOR

Un obiectiv principal al lucrării vizează studiul compoziției chimice a vulcanitelor, cu scopul unei cît mai bune caracterizări a diferitelor petrotipuri, a determinării principalelor tipuri de magme generatoare a acestora, fapte care vor permite și abordarea problemelor petrogenetice implicate.

Participarea cantitativă apreciabilă a pastei, cu caracter vitros sau microcristalin (depășind uneori 90%), la alcătuirea rocilor aflate în studiu, face dificilă o diagnoză adecvată a acestora numai prin metode petrografice obișnuite, situație care impune utilizarea unui studiu chimic, ale cărui rezultate conjugate cu rezultatele studiului petrografic să asigure o cît mai bună cunoaștere.

Cu excepția spilitelor și bazaltelor care sînt afectate destul de intens de procese de alterație secundară, restul rocilor supuse analizelor chimice au fost selectate cu deosebită grijă, pentru ca rezultatele obținute să reflecte cît mai bine compoziția rocilor neafectate. Cu toate acestea, nu totdeauna s-a reușit realizarea celei mai bune selecții. Pentru atingerea obiectivelor propuse, datele oferite de analiza chimică au fost prelucrate prin metodologia clasică Niggli, s-a aplicat clasificarea preconizată de Streckeisen (1967, modificată în 1973) la care valorile normei C.I.P.W. au fost calculate după metoda propusă de Shaw (1969).

Indicii de solidificare *SI* [5] (Kuno, 1954) și de diferențiere *DI* [6] (Thornton, Tuttle, 1960) sînt utilizați ca elemente suplimentare de diagnoză și reconstituire a proceselor de fracționare magmatică care au generat suita rocilor de la andezit la riolit. În plus studiul s-a realizat comparativ cu analizele existente pentru petrotipurile similare din cuprinsul ariei munților Mureșului, utilizîndu-se ca termeni de comparație valorile medii date de către Nockolds (1954) pentru diferite tipuri de roci. S-a urmărit permanent acordul sau dezacordul dintre rezultatele petrografice și petrochimice.

[4] Determinările röntgenometrice au fost efectuate de conf. dr. N. Iorga. S-a folosit un aparat TUR-60 M. Regim de lucru : anticatodă de Cu, filtru de Ni, timp de expunere 8 ore.

[5] $SI = MgO \times 100 / (MgO + FeO + Fe_2O_3 + Na_2O + K_2O)$. Acest indice se obține folosindu-se valorile procentuale în greutate ale oxizilor respectivi din analiza chimică.

[6] $DI = q + or + ne + ab + le + ks$. Acest indice se obține prin însumarea mineralelor normative : cuarț, ortoclaz, albit, nefelin, leucit și kalsilit.

Institutul Geologic al României

II.4.1. Bazalte, microgabbrouri și spilite

Compoziția chimică a acestor roci este prezentată în tabelul 11 în care s-a inclus și media pentru bazaltele din munții Mureșului, aparținînd etapei a II-a de evoluție a magmatismului inițial (I a n o-

TABELUL 11

Compoziția chimică (%) a bazaltelor, microgabbroului și spilitelor

Oxizi	Proba					
	387	440 b[7]	393 b[7]	348 b[7]	396	MBM[8]
SiO_2	51,25	48,60	49,00	51,14	47,57	51,66
TiO_2	0,81	1,14	1,03	1,13	0,71	0,56
Al_2O_3	15,94	15,25	16,27	17,52	13,27	16,88
Fe_2O_3	5,83	3,01	4,34	8,32	3,68	6,10
FeO	5,30	5,48	5,27	1,96	6,67	3,67
MnO	0,20	0,17	0,22	0,17	0,15	0,13
MgO	6,05	8,39	8,09	2,82	12,62	9,88
CaO	6,45	8,84	5,13	6,70	9,76	7,56
Na_2O	4,38	3,37	4,72	6,97	2,42	2,16
K_2O	1,94	1,54	0,64	0,41	0,40	1,20
H_2O^+	1,01	3,72	4,58	—	0,49	—
H_2O^-	0,77	0,57	0,71	2,73	1,99	—
P_2O_5	nd	nd	nd	0,12	nd	0,18
Total	99,93	99,98	100,00	99,99	99,73	99,98

387 = bazalt — Valea lui Imre; 440 b = bazalt — Vadul Pleș; 393 b = bazalt — pîriul Porcului; 348 b = spilit — valea Hidișului; 396 = = microgabbrou — pîriul Porcului; nd = nedeterminat.

v i c i et al., 1969). Cu excepția unui bazalt și a microgabbroului celelalte roci manifestă efecte importante ale alterației secundare, exprimate prin participarea calcitului în cantități mari, oxidarea Fe^{2+} la Fe^{3+} și creșterea conținutului de apă legată chimic. Această situație imprimă neîncredere în rezultatele acestor analize, ele nefiind utilizabile în interpretări. Cu toate acestea ele au fost prelucrate prin metodologia adoptată, prezentarea lor făcîndu-se numai cu scopul unei informări pur calitative, cu specificația că acestea reprezintă totuși rocile, de acest tip, cel mai puțin alterate.

[7] Rezultatele prezentate sînt obținute prin recalcularea analizei la 100, după îndepărtarea CaO necesar formării $CaCO_3$ în funcție de CO_2 rezultat la analiză, astfel: 1,52% CO_2 (440 b); 2,41% (393 b) și respectiv 5,06% (348 b).

[8] MBM = media a patru bazalte din etapa a II-a a vulcanismului inițial mezozoic.

Institutul Geologic al României

Tipurile de magme (tab. 12) corespund unor roci cu caracter bazic, însă în cazul analizelor în care s-a procedat la excluderea $CaCO_3$, cu siguranță că parametrul „c" a fost micșorat, ceea ce a dus la o creștere a celorlalți, astfel că tipul de magmă nu este cel real.

Conform acestor valori tipurile de magme corespunzătoare sînt : 387=mugearitică ; 440 b=gabbroidă (miharaitică) ; 393 b=mugearitică ; 348 b=normal essexitică și 396=gabbroidă.

TABELUL 12

Parametri Niggli pentru bazalte, microgabbrou și spilite

Nr.	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*Q*	*L*	*M*
387	128	24,2	44,9	17,3	13,7	0,22	0,5	29	43	28
440	109	20,3	43,9	26,2	9,6	0,23	0,6	28	38	34
393	123	24,0	49,8	13,7	12,5	0,08	0,6	28	42	30
348	139	28,2	33,3	19,5	19	0,03	0,3	28	49	23
396	99	16,2	56,7	21,7	5,2	0,09	0,7	26	29	45

Din compoziția normată (tab. 13) se remarcă că principalele minerale normative ale acestor roci sînt reprezentate prin : ortoză, albit, anortit, diopsid, hipersten, olivină, magnetit și ilmenit. Uneori apare și nefelinul, însă în cazul acelorași analize a căror rezultate sînt denaturate.

Conform indicelui *M* (M=di+hy+ol+mt+hm+il+ap) numai analizele 440 b și 396 corespund valorilor recomandate pentru aceste roci. Însă situația primei analize este anormală prin poziția ocupată în diagrama QAFP (fig. 1) plasîndu-se în cîmpul fonotefritului. Din dispunerea celorlalte analize în diagrama QAFP se remarcă :

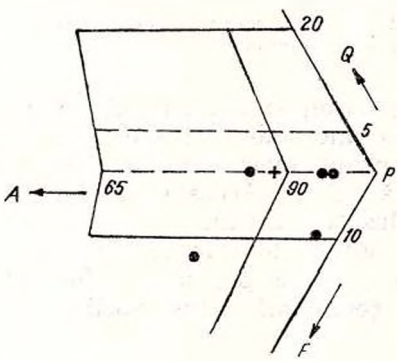


Fig. 1. — Secțiune prin diagrama Q-A-F-P (Streckeisen).
Section à travers le diagramme Q-A-F-P (Streckeisen).

— Punctele corespunzătoare rocilor proaspete (387 și 396) se plasează în cîmpul corespunzător latibazaltului și gabbroului. În cazul latibazaltului (387) indicele mafic *(M)* are valoare mai mică decît limita inferioară recomandată (40), însă s-au luat în considerație caracteristi-

Institutul Geologic al României

TABELUL 13

Compoziția normală (%) a bazaltelor, microgabbroului și spilitelor

Nr.	q	or	ab	an	ne	di	hy	ol	mt	hm	il	ap	Q	A	P	F	M
387	—	11,45	39,4	20,9	—	8,92	1,34	10,74	6,10	—	1,12	—	0	16	84	0	28,2
440	—	9,45	18,4	22,1	7,59	20,04	13,36	4,23	3,22	—	1,64	—	0	17	70	13	42,5
393	—	3,90	43,8	22,1	—	3,36	5,74	14,91	4,70	—	1,48	—	0	5,6	94	0	30,2
348	—	2,45	50,8	15,6	7,68	13,92	0,94	—	2,61	4,15	1,60	0,27	0	3	87	10	23,5
396	—	2,40	21,9	24,5	—	19,64	9,06	17,58	3,90	—	1,00	—	0	5	95	0	53,2
MBM	3,84	7,05	19,3	32,7	—	3,72	26,16	—	6,34	—	0,78	0,37	6	11	83	0	37,4

TABELUL 14

Valorile indicilor de solidificare (SI) și diferențiere (DI)

	SI	DI	SI	DI
387	26 — andezit bazaltic	51 — andezit	348 14— ?	53 — andezit
440	39—bazalt	28 — diabaz olivinic	396 49	24— gabbrou olivinic
393	35 — bazalt	48 — bazalt-andezit	MBM 43	30 — diabaz olivinic

Institutul Geologic al României

cile petrografice pentru clasificarea sa. De fapt și media bazaltelor (MBM) are acest indice sub limita admisă, punctul corespunzător acesteia găsindu-se la limita dintre cîmpul bazaltului și a latibazaltului în diagrama QAFP. Valoarea lui *M* pentru microgabbrou (396) corespunde acestui tip de rocă depășind valoarea minimă recomandată (50).

— Proiecția punctelor corespunzătoare probelor alterate se face în cîmpuri diferite, corespunzătoare unor roci alcaline (fonotefrit-440 b și 393 b).

În funcție de indicele de solidificare *SI* (tab. 14), în rîndul rocilor bazice pot fi grupate doar două bazalte (440 și 393) și microgabbroul, pe cînd un bazalt (387) are valoarea lui *SI* caracteristică pentru andezit bazaltic. Pentru spilit valoarea lui *SI* este neconcludentă. Între *SI* și *DI* există o bună concordanță.

II.4.2. **Andezite**

Compoziția chimică a andezitelor este prezentată în tabelul 15 prin 17 analize originale, la care au fost adăugate și cele trei analize

TABELUL 15

Compoziția chimică (%) a andezitelor

Oxizi	Proba											
	290	231	417	370	198	274	467	357	266	408	259	244
SiO_2	55,47	49,54	53,40	54,40	52,52	53,26	55,49	56,02	55,55	56,40	57,18	57,08
TiO_2	0,53	0,73	0,63	0,55	0,57	0,46	0,98	0,46	0,69	0,67	0,56	0,75
Al_2O_3	17,08	16,16	16,07	16,90	17,12	18,62	15,64	18,38	14,28	17,79	15,92	15,89
Fe_2O_3	4,00	4,77	3,80	3,41	4,24	3.31	6,66	4,29	5,42	3,29	4,72	6,30
FeO	4,33	6,07	4,17	4,89	4,92	4,81	3,84	3,54	3,57	3.77	3,46	3,77
MnO	0,13	0,32	0,18	0,18	0,24	0,17	0,13	0,12	0,21	0,13	0,20	0,29
MgO	3,64	6,16	4,82	4,43	3,86	4,91	3,98	2,46	2,47	2,95	3,01	3,01
CaO	9,69	8,22	7,26	8,55	8,66	9,28	5,86	7,81	6,19	8,01	6,45	4,74
Na_2O	2,69	3,87	3,87	3,39	3,09	3,70	4,16	3,66	2,85	3,41	3,67	3,78
K_2O	1,26	1,02	0,68	0,66	0,59	0,66	0,39	1,17	1,28	0,87	0,88	1,36
H_2O^+	0,77	2,39	3,43	1,79	2,07	1,36	0,83	1,41	4,73	1,72	2,27	2,00
H_2O^-	1,02	0,99	0,94	1,40	2,04		1,83	0,82	3,09	0,73	1,20	0,83
P_2O_5	nd	0,02[9]	0,43[10]	nd	nd	nd	nd	0,10	nd	nd	nd	0,13
Total	100,61	100,26	99,68	100,55	99,92	100,54	99,79	100,24	100,33	99,74	99,54	99,93

290 = andezit cu augit — pîrîul Glasului; 231 = andezit cu augit- — pîrîul Borzești; 417 = andezit cu augit și hipersten — Valea Muntelui; 370 = andezit cu augit și hipersten — pîrîul Fîntîna Totoiului; 198 = andezit cu augit și hipersten — valea Arieșului; 274 = andezit cu augit și hipersten — pîrîul Hăjdate; 467 = andezit cu augit — valea Rachiș; 357 = andezit cu augit — valea Arieșului; 266 = andezit cu hipersten — pîrîul Hăjdate; 408 = andezit cu augit și hipersten — nord vîrful Torșa; 259 = andezit cu augit și hipersten — nord vîrful Țiganul; 244 = andezit cu augit și hipersten — est vîrful Țiganul.

[9] Reprezintă S%.

[10] Reprezintă CO_2 %.

Institutul Geologic al României

(continuare tab. 15)

Oxizi	Proba										
	381	179	470	479	205	4	13	25	MAT	MAM	MAN (49)
SiO_2	53,81	63,25	60,97	62,27	56,47	52,51	57,40	64,75	56,57	61,11	54,20
TiO_2	0,62	0,73	0,80	1,05	0,61	0,51	0,62	0,39	0,66	0,80	1,31
Al_2O_3	15,15	14,56	16,29	14,56	16,69	19,56	18,27	18,55	16,88	17,54	17,17
Fe_2O_3	6,12	4,46	3,80	4,36	4,49	4,13	2,05	2,25	4,39	3,69	3,48
FeO	4,70	2,42	3,67	3,09	2,27	4,00	3,47	1,72	4,00	2,20	5,49
MnO	0,18	0,15	0,10	0,09	0,18	0,12	0,11	0,08	0,17	0,09	0,15
MgO	3,89	1,11	1,86	2,65	3,58	5,15	3,90	1,22	3,67	2,79	4,36
CaO	4,35	2,92	2,28	2,82	3,61	8,51	7,85	6,46	6,56	4,83	7,92
Na_2O	5,68	6,46	6,67	5,79	7,73	2,62	3,67	2,24	4,37	3,47	3,67
K_2O	0,57	0,25	1,37	1,02	1,42	0,32	0,64	1,34	0,85	2,08	1,11
H_2O^+	3,22	2,49	1,17	1,17	0,94	2,29	1,94	0,77	1,81	1,16	0,86
H_2O^-	0,69	1,02	0,58	0,76	1,78	—	—	—	—	—	—
P_2O_5	0,75[11]	nd	nd	nd	nd	0,04	0,05	0,04	—	0,23	0,28
Total	99,79	99,82	99,56	99,63	99,97	99,76	99,97	99,81	99,93	99,99	

381 = andezit cu augit și hipersten — valea Pietroasa ; 179 = andezit cu hipersten — valea Arieșului ; 470 = andezit cu augit -și hipersten — valea Rachiș ; 479 = andezit — valea Uzei ; 205 = andezit cu augit — valea Arieșului ; 4, 13 și 25 = andezite (V. Ianovici et al., 1969) ; MAT = media andezitelor din munții Trascău ; MAM = media andezitelor din munții Mureșului ; MAN (49) = media andezitelor după Nockolds (1954).

(4, 13 și 25) furnizate de Ianovici et al. (1969), efectuate pe roci din regiunea discutată aici. Pentru a ușura unele aprecieri cu caracter general s-au calculat : media andezitelor din munții Trascău (MAT) și media andezitelor din etapa a II-a de evoluție a magmatismului inițial din munții Mureșului (MAM), plecîndu-se de la cele 14 analize date de Ianovici et al. (1969). La calculul mediei andezitelor din munții Trascău au fost excluse analizele 25 și 266 care din punct de vedere al compoziției chimice nu corespund acestor roci. Pe lîngă acestea în tabel este redată și media compoziției chimice a andezitelor calculată de Nockolds (1954), (MAN=49 analize).

La o primă examinare a datelor analitice remarcăm variații în limite relativ restrînse a SiO_2 (49,54—57,18%), limita superioară fiind depășită doar în trei cazuri : 470, 479 și 25. În rest ceilalți oxizi manifestă oscilații între limite care pot fi considerate normale. Doar în cazul apei legată chimic se remarcă uneori valori anormale, situații în care în analiză apare și CO_2, ceea ce dovedește că rocile supuse analizei nu erau dintre cele mai proaspete.

Surprinzătoare la prima vedere pare a fi buna concordanță dintre media andezitelor din munții Trascău și cea dată de Nockolds, con-

11 Reprezintă CO_2 %.

Institutul Geologic al României

cordanță care se menține la majoritatea oxizilor, unele deosebiri mai însemnate remarcîndu-se între valorile date pentru : TiO_2, CaO (compensat prin Na_2O) și H_2O^+. Conținutul mediu de H_2O^+ subliniază o caracteristică generală a rocilor din munții Trascău, aceea că ele sînt afectate de alterația secundară, fapt confirmat și de valoarea raportului Fe_2O_3/FeO care este supraunitară spre deosebire de media lui Nockolds unde același raport este subunitar. Însă, în cele două medii, suma celor doi oxizi este destul de apropiată (8,39 și 8,97%).

Media andezitelor pentru munții Mureșului diferă simțitor atît față de cea a andezitelor din munții Trascău cît și față de media lui Nockolds. Explicația stă în aceea că multe dintre analizele efectuate anterior și considerate ca aparținînd unor andezite (Ianovici et al., 1969) apar în sistemul de clasificare adoptat aici, ca fiind latiandezite.

Pe baza parametrilor Niggli (tab. 16) se constată că andezitelor le corespund următoarele tipuri de magme : leucogabbroidă (5), gabbrodioritică (2), dioritică (3) și cuarț dioritică (4). Pe lîngă acestea apar și magme cu caracter alcalin (sodic), cum ar fi gabbroidă sodică (1) și sienitică sodică (4). Unui număr mare de andezite (7) le corespund magme caracteristice în mod obișnuit unor roci mai bazice, însă pe baza valorilor luate de indicele *(M)*, prezentate în tabelul 17, care se află simțitor sub limita admisă pentru bazalte (M=40), se justifică încadrarea lor în rîndul andezitelor. Alte șapte andezite corespund magmelor dioritică și cuarț dioritică, impunîndu-se în parte considerarea lor ca andezite cuarțifere, confirmare dată de poziția lor în diagrama QAP (fig. 2). Andezitul corespunzător magmei gabbroidă sodică (mugearitică) apare discordant în interpretarea Niggli, în compoziția normată și clasificarea Streckeisen. Poziția sa în diagrama QAP ar putea fi

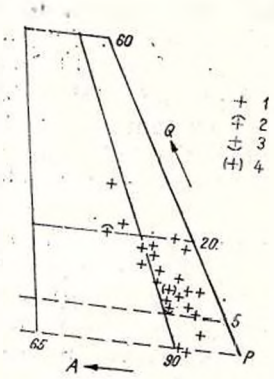


Fig. 2. — Secțiune prin diagrama Q-A-P (Streckeisen).
1, andezite ; 2, MAT ; 3, MAM ; 4, MAN.
Section à travers le diagramme Q-A-P (Streckeisen).
1, andésites ; 2, MAT ; 3, MAM ; 4, MAN.

interpretată ca fiind aceea a unui bazalt cuarțifer, însă valoarea parametrului M (22) impune clasificarea sa ca andezit cuarțifer. Singura explicație ar fi ca acest andezit să reprezinte un termen de tranziție între vulcanitele bazice și cele acide, idee la care conduce și locul de

Institutul Geologic al României

TABELUL 16

Parametri Niggli ai andezitelor

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	μ	Tipul de magmă
290	154	28	33,7	28,9	9,3	0,23	0,44	39	38	23	0,49	0,24	0,34	Leucomiharaitică
231	121	23,3	44,3	21,6	10,7	0,15	0,51	30	40	30	0,37	0,18	0,43	Normal gabbro-dioritică
417	146	25,9	41,5	21,2	11,3	0,10	0,57	36	39	25	0,39	0,14	0,49	si-Gabbro-dioritică
370	150	27,6	36,9	25,2	10,3	0,11	0,49	38	39	23	0,46	0,18	0,41	Leucomiharaitică
198	146	28	36,8	25,8	9,3	0,11	0,43	38	39	23	0,50	0,16	0,37	Leucomiharaitică
274	137	28,2	35,9	25,6	10,3	0,10	0,52	34	42	24	0,46	0,18	0,43	Belugitică
467	176	27	42	18,4	12,5	0,06	0,41	39	38	23	0,37	0,15	0,36	Lamprodioritică
357	169	32,6	30,1	25,2	12	0,18	0,37	40	43	17	0,43	0,15	0,31	Pelcitică
266	186	28,2	36,6	22,1	13,1	0,29	0,33	44	37	19	0,40	0,14	0,29	Normal dioritică
408	171	31,6	30,7	26	11,6	0,14	0,43	42	41	17	0,46	0,16	0,37	Pelcitică
259	181	29,7	35,4	21,9	12,9	0,13	0,40	42	39	19	0,39	0,14	0,35	Normal dioritică
244	180	29,6	39,8	16,1	14	0,19	0,36	41	41	18	0,35	0,002	0,36	Melacuarțdioritică
381	156	26,4	42,4	13,8	17,4	0,06	0,40	33	43	24	0,21	0,10	0,36	Mugearitică
179	279	33,8	28,6	12,3	25,3	0,03	0,22	45	44	11	0,15	0,12	0,21	Sienitică sodică
470	226	35,7	32,6	4,5	27,2	0,11	0,31	40	48	12	0,13	0,02	0,31	Sienitică sodică
479	225	31	35,6	10,8	22,5	0,10	0,40	43	42	15	0,15	0,06	0,38	Sienitică sodică
205	172	30	32,7	11,7	25,6	0,11	0,50	34	49	17	0,12	0,14	0,43	Sienitică sodică
4	140	30,7	37,8	24,3	7,2	0,06	0,53	38	41	21	0,62	0,02	—	Leucogabbroidă
13	172	32,2	30,9	25,2	11,7	0,09	0,56	41	42	17	0,46	0,14	—	Cuarț dioritică
25	251	42,2	19,3	26,9	11,6	0,28	0,36	54	37	9	0,53	0	—	Cuarț dioritică

provenienţă a acestuia, adică valea Pietroasa, unde vulcanitele bazice există. Dintre andezitele cu corespondenţă în rîndul magmelor sienitice sodice, două au provenienţă filoniană (179 şi 470), în care s-a remarcat o afectare la nivelul feldspatului plagioclaz sub influenţa soluţiilor hidrotermale, fapt care ar explica o îmbogăţire secundară în Na, influenţînd astfel asupra determinării tipului de magmă. În cazul analizei 479, andezitul provine din Valea Mînăstirii unde toate celelalte roci manifestă conţinuturi mai ridicate în Na_2O, indicînd o fracţionare mai avansată a magmelor generatoare. Aceste andezite cu magme corespondente sienitic-sodice indică treceri către latiandezite.

În compoziţia normată a andezitelor (tab. 17), elementele leucocrate normative sînt date de : cuarţ, ortoză, albit şi anortit, pe cînd cele melanocrate sînt reprezentate prin : diopsid, hipersten, magnetit şi subordonat prin ilmenit. Cuarţul normativ oscilează între limitele : 0—18,72%, imprimînd neconcordanţă între diagnoza petrografică şi cea petrochimică, deoarece în mod real el nu participă în fenocristale la alcătuirea andezitelor, fiind mascat în pastă. Discordanţa este subliniată de dispunerea analizelor în diagrama QAP, care se face, cu excepţia a trei cazuri, în cîmpul andezitului cuarţifer unde q este mai mic decît 5. Cuarţul normativ este absent numai din două andezite (205 şi 231) la care corespund magme gabbroide.

Institutul Geologic al României

TABELUL 17

Compoziția normată (%) a andezitelor și valorile Q, A, P, M și An'

	q	*or*	*ab*	*an*	*di*	*hy*	*ol*	*mt*	*hm*	*il*	*ap*	*cc*	*Q*	*A*	*P*	*M*	*An'*
290																	
231	11,18	7,65	23,75	31,55	14,16	6,66	—	4,29	—	0,76	—	—	15	10	75	26	57
417	—	6,20	35,95	24,53	14,08	6,02	6,93	5,16	—	1,06	0,05[12]	—	0	9	91	33	40,5
370	5,20	4,08	35,80	25,25	7,28	16,24	—	4,09	—	0,90	—	1,12	7	6	87	29	41,4
198	7,30	4,00	31,35	29,87	11,08	11,92	—	3,67	—	0,78	—	—	10	6	84	27	48,8
274	8,08	3,65	29,25	32,80	10,00	10,70	—	4,67	—	0,84	—	—	11	5	84	26	52,9
467	2,28	3,90	33,35	32,42	11,08	12,86	—	3,46	—	0,64	—	—	3	6	91	28	49,3
357	15,72	2,30	37,25	22,82	4,96	8,64	—	6,94	—	1,36	—	—	20	3	77	22	38
266	10,10	7,10	33,70	31,03	7,00	5,58	—	4,61	—	0,66	0,21	—	12	9	79	19	48
408	18,72	8,35	28,45	24,70	7,40	5,08	—	6,27	—	1,06	—	—	23	11	66	19	47,5
259	11,65	5,30	31,65	31,77	7,52	7,58	—	3,55	—	0,96	—	—	14	7	79	20	50,1
244	14,60	5,45	34,65	25,68	6,36	7,24	—	5,20	—	0,82	—	—	18	7	75	20	43
381	14,71	8,40	35,50	23,40	0,28	9,46	—	6,88	—	1,10	0,27	—	18	10	72	18	40
179	4,68	3,50	52,85	14,72	2,24	12,52	—	6,63	—	0,88	—	1,96	6	5	89	22	22
470	17,00	1,50	60,15	10,40	3,72	1,32	—	4,59	0,16	1,06	—	—	19	2	79	11	15
479	7,82	8,20	60,60	10,60	0,68	6,96	—	4,02	—	1,12	—	—	9	9	82	13	15
205	14,39	6,15	53,10	10,97	2,68	6,56	—	4,65	—	1,48	—	—	17	7	76	15	17
4	—	8,45	63,40	9,97	6,48	4,20	1,92	4,73	—	0,84	—	—	0	10	90	18	13,4
13	8,62	1,95	24,20	41,90	1,08	16,98	—	4,44	—	0,74	0,08	—	11	3	86	23	63,4
25	10,32	3,85	33,50	32,05	5,76	11,34	—	2,18	—	0,88	0,11	—	13	5	82	20	48,9
MAT	28,87	8,15	20,80	32,90	2,00[13]	4,18	—	2,43	—	0,56	0,08	—	32	9	59	9	61,3
MAM	8,43	5,15	40,00	24,43	7,00	9,38	—	4,68	—	0,92	—	—	11	7	82	22	37,9
MAN	17,46	12,55	31,80	24,45	0,89[13]	7,86	—	3,72	0,14	1,14	—	—	20	15	65	14	43,5
	5,38	6,65	33,40	27,47	8,44	12,54	—	3,69	—	1,84	0,59	—	7	9	84	27	45,1

An' = conținutul de anortit rezultat din normă ; [12] = reprezintă *py* ; [13] = reprezintă *cor*.

Institutul Geologic al României

Ortoza normativă se păstrează în limite restrînse, nedepășind decît numai uneori și cu puțin valoarea medie de 5,15. În schimb *ab* și *an*, componente definitorii, manifestă variații mai largi, de la andezin (38% An', analiza 467) la labrador (57% An', analiza 290). Numai în cazul andezitelor la care corespund tipuri de magme alcaline, conținutul de *an* normativ ajunge chiar la valoarea minimă de 13,4%. Remarcăm concordanța foarte bună existentă între valorile conținutului de An determinat microscopic și cel reieșit din calculul normei, diferențele fiind de 2—5% în plus pentru metoda optică și numai într-un singur caz ajunge la 12%. Aceste diferențe pot fi puse pe seama pastei care poate masca un plagioclaz mai sodic, sau chiar numai pe seama erorilor de determinare.

Participarea mineralelor melanocrate este exprimată prin conținuturile de : *di, hy, mt* și *il*, sau chiar *ol* și *hm*, însă nu s-a stabilit nici o legătură între diagnoza petrografică și prezența sau absența unuia din aceste minerale normative. Un indiciu oferă suma acestora care definește indicele *M*. Rocile corespondente magmelor gabbroice au valorile cele mai mari ale lui *M* (26—33) însă ele sînt caracteristice pentru andezite și nu pentru bazalte. Pentru celelalte andezite *M* ia valori mai scăzute, cuprinse între 11 și 23, doar în cazul analizei 25 valoarea lui *M* este 9, dar aceasta corespunde unui andezit numai după tipul de magmă.

Din modul de dispunere în diagrama QAP a andezitelor se constată :

— majoritatea punctelor se dispun în cîmpul andezitului cuarțifer (14) și mai puțin în cel al andezitului (3) ;

— andezitele cu olivină normativă se dispun pe linia de demarcație dintre cîmpurile andezitului și andezitului cuarțifer ; una din probele de andezit cu augit și hipersten (274) se plasează în cîmpul latiandezitului ;

— media andezitelor din munții Trascău și media după N o c k o l d s se proiectează în cîmpul andezitului cuarțifer, în apropierea liniei care desparte acest cîmp de cel al latiandezitului cuarțifer ;

— media andezitelor din estul munților Mureșului se proiectează departe de cîmpul andezitelor, pe linia despărțitoare dintre cîmpul latiandezitului cuarțifer și cel al dacitului, sugerînd că în rîndul andezitelor au fost incluse latiandezite sau chiar și dacite ;

— trei dintre analize se dispun în exteriorul cîmpurilor andezitice. Analiza 25 are dispunerea cea mai îndepărtată, în cîmpul dacitelor, unde se plasează și analiza 266, care după cum se constată și din compoziția chimică brută aparține unei roci alterate.

În conformitate cu valorile luate de *SI* (tab. 18), andezitele cu tipuri de magme gabbroide se încadrează în rîndul andezitelor bazaltice, al căror *SI* după K u n o (1967) sînt între limitele 29—20. Celelalte roci după valorile adoptate de *SI*=19—10, se încadrează în rîndul andezitelor. Analizei 179 îi revine un *SI* de valoare scăzută, caracte-

Institutul Geologic al României

TABELUL 18

Indicii de solidificare (SI) și de diferențiere (DI) ai andezitelor

Proba	SI	DI
290	22,9 andezit bazaltic	42,6 bazalt-andezit
231	28,1 andezit bazaltic	42,1 bazalt-andezit
417	27,8 andezit bazaltic	45,1 bazalt-andezit
370	26,4 andezit bazaltic	42,6 bazalt-andezit
198	23,1 andezit bazaltic	41 bazalt-andezit
274	28,2 andezit bazaltic	39,5 bazalt-andezit
467	20,9 andezit bazaltic	55,3 andezit
357	16,3 andezit	50,9 andezit
266	15,8 andezit	55,5 andezit
408	20,6 andezit bazaltic	48,6 bazalt-andezit
259	19,1 andezit	54,7 andezit
244	16,5 andezit	58,6 andezit
381	18,6 andezit	61,0 andezit-latit cuarțifer
179	7,6 ?	78,5 latit cuarțifer-riolit
470	10,7 ?	76,6 latit cuarțifer-riolit
479	15,7 andezit	73,6 latit cuarțifer-riolit
205	19,00 andezit	72,1 latit cuarțifer-riolit
4	31,7 bazalt	34,8 bazalt
13	28,4 andezit bazaltic	47,7 bazalt-andezit
25	13,9 ?	57,8 andezit
MAT	21,2 andezit bazaltic	53,6 andezit
MAM	19,6 andezit	61,8 andezit-latit cuarțifer
MAN	24,1 andezit bazaltic	45,4 bazalt-andezit

ristică unei roci mai acide. În acord cu *SI* și deci și cu rezultatele metodologiei Niggli sînt valorile lui *DI* (tab. 19) care sînt caracteristice pentru linia : bazalt-andezit, andezit, andezit-latit cuarțifer sau chiar latit cuarțifer-riolit în cazul rocilor cu tipuri de magme alcaline.

II.4.3. **Latiandezite**

Compoziția chimică a latiandezitelor este prezentată în tabelul 19 prin 17 analize, dintre care două au fost efectuate pe roci din zona Văii Mînăstirii. Din acestea s-a calculat media pentru latiandezitele din munții Trascău, consemnată în tabel alături de media latiandezitelor dată de N o c k o l d s (1954).

Valorile din tabel reliefează limitele de variație a conținuturilor diferiților oxizi, limite mai largi constatîndu-se în cazul SiO_2 (53,56—64,04%), TiO_2 (0,34—1,5%), FeO (2,21—5,58%), CaO (1,94—6,70%), K_2O (1,54—3,72%) și H_2O^+ (0,64—4,77%). Ultimul component evidențiază aceeași situație întîlnită și la andezite, adică unele roci sînt afectate vizibil de alterație. Remarcăm discontinuitatea dintre conținuturile de K_2O care intervine între andezite și latiandezite, primului tip

Institutul Geologic al României

TABELUL 19

Compoziția chimică (%) a latiandezitelor.

Oxizi	Proba									
	478	480	434	425	364	409	270	397	427	265
SiO_2	53,79	56,91	61,16	57,70	57,14	58,32	55,49	59,36	59,85	53,56
TiO_2	1,50	1,32	0,53	1,10	0,67	0,87	0,63	0,48	0,60	0,74
Al_2O_3	15,54	16,03	15,78	16,46	17,06	14,61	17,50	16,41	16,81	15,50
Fe_2O_3	5,15	4,20	3,35	3,47	4,56	5,52	4,09	4,49	3,96	4,83
FeO	5,58	4,55	3,20	4,25	3,57	3,55	3,89	2,81	2,35	3,80
MnO	0,15	0,15	0,10	0,18	0,14	0,14	0,19	0,16	0,13	0,26
MgO	4,87	2,02	2,74	2,82	3,00	3,54	1,39	3,01	2,71	2,34
CaO	3,25	4,25	4,03	5,00	4,01	4,87	6,70	4,43	4,60	5,60
Na_2O	5,54	5,55	4,00	3,85	5,15	3,87	3,39	4,17	3,40	3,82
K_2O	1,63	1,98	2,33	2,87	2,10	2,18	1,93	3,35	3,75	1,60
H_2O^+	2,01	1,78	2,88	1,83	1,71	0,87	3,11	0,64	1,02	3,19
H_2O^-	0,82	0,75	0,44	0,19	1,13	1,25	1,64	0,63	0,40	4,69
CO_2	—	0,36	—	—	—	0,24	—	—	—	—
Total	99,83	99,85	100,54	99,72	100,24	99,83	99,95	99,94	99,58	99,93

478 = latiandezit cu hornblendă — Valea Mînăstirii; 480 = latiandezit cu hornblendă — valea Uzei; 434 = latiandezit cu hornblendă — est dealul Cuptoare; 425 = latiandezit cu hornblendă — Valea Muntelui; 364 = latiandezit cu piroxeni — izvorul Fîntîna Totoiului; 409=latiandezit cu hornblendă—valea Trascăului; 270 = latiandezit cu hornblendă — pîrîul Hăjdate; 397 = latiandezit cu hornblendă — Valea Albă; 427 = latiandezit cu piroxeni și hornblendă — SE Piatra Secuiului; 265 = latiandezit cu piroxeni — pîrîul Hăjdate (la Ciucaș).

de rocă revenindu-i un conținut maxim de 1,42%, secundul fiind caracterizat printr-un conținut minim de 1,54% (tabelele 15 și 19). Dacă pe lîngă aceste valori se ia în considerație și apariția hornblendei în latiandezite, dispunem de două criterii, pe care le considerăm sigure pentru zona în discuție, pe baza cărora putem deosebi între ele andezitele și latiandezitele. Este posibil ca apariția hornblendei să controleze în oarecare măsură conținutul mai ridicat de K din latiandezite, deoarece așa după cum arată Heier (1970) acest mineral poate conține aproximativ 1% K.

Între cele două medii MLaT și MLaN există o bună concordanță exceptînd diferențele mai mari dintre conținuturile de CaO care sînt compensate în mare parte prin conținuturile de Na_2O. Anormal de ridicat apare și conținutul de H_2O^+. Pentru media rocilor din munții Trascău conținutul de Fe_2O_3 este mai mare decît cel de FeO, față de media lui Nockolds în care relația este inversă, însă suma celor doi oxizi este foarte apropiată în cele două medii (7,90 și 8,10%).

Institutul Geologic al României

(Continuare tab. 19)

Oxizi	Proba								
	162	189	471	211	398	178	442	MLaT	MLaN
SiO_2	59,74	53,69	53,78	54,46	64,04	68,83	59,52	58,53	56,00
TiO_2	0,61	0,64	0,89	0,76	0,34	0,58	0,92	0,78	1,29
Al_2O_3	16,01	14,90	17,98	15,65	16,11	15,17	15,43	16,26	16,81
Fe_2O_3	3,15	5,09	3,95	5,09	3,90	2,93	2,82	4,20	3,74
FeO	3,98	3,43	3,78	4,96	2,21	2,42	3,84	3,70	4,36
MnO	0,13	0,21	0,11	0,24	0,11	0,16	0,12	0,16	0,13
MgO	2,05	3,83	3,10	3,18	1,68	1,51	3,31	2,81	3,39
CaO	1,97	5,59	2,46	3,98	1,94	2,60	4,74	4,17	6,87
Na_2O	4,92	6,18	4,99	6,28	6,53	5,81	3,00	4,79	3,56
K_2O	3,67	1,73	1,54	1,60	2,11	1,86	3,72	2,38	2,60
H_2O^+	2,33	2,72	4,77	2,55	1,26	2,13	2,20	2,17	0,92
H_2O^-	1,04	1,23	1,31	1,04	0,38	0,56	0,56	—	—
P_2O_5	0,10	0,27	nd	nd	nd	nd	nd	—	0,33
CO_2	—	—	1,03	—	—	—	—	—	—
Total	99,70	99,51	99,69	99,79	100,61	99,56	100,18	99,95	100,00

162 = latiandezit cu hornblendă — valea Arieşului; 189 = latiandezit leucocrat — valea Arieşului; 471 = latiandezit cu hornblendă — valea Hidişului; 211 = latiandezit cu hornblendă — valea Borzeşti; 398 = latiandezit cu hornblendă — valea Arieşului; 178 = latiandezit leucocrat — valea Arieşului; 442 = latiandezit cu hornblendă — Vadul Pleş; MLaT — media latiandezitelor din munţii Trascău; MLaN = media latiandezitelor după N o c k o l d s.

În funcţie de valorile parametrilor Niggli (tab. 20) latiandezitele au corespondente atît în rîndul tipurilor de magme calco-alcaline cît şi între cele alcaline. Dintre magmele calco-alcaline predomină tipul cuarţ-dioritic (7), alături de care mai apar tipurile dioritic (1) şi opdalitic (1). Dintre magmele alcaline predomină tipul sienitic-sodic (6) urmat de tipul si-monzonitic (2). În raport cu tipurile de magme corespunzătoare andezitelor, la latiandezite există o uniformitate mai mare, conturîndu-se existenţa a două tipuri de magme principale: cuarţ-dioritică şi sienitică-sodică. Dacă în cazul andezitelor, existenţa tipurilor de magme alcaline sugera o trecere către latiandezite, existenţa tipurilor de magme calco-alcaline în rîndul latiandezitelor vine să întărească ideea unei tranziţii continue între aceste două tipuri de roci.

Compoziţia normată a latiandezitelor este dată, în principal, de participarea următoarelor minerale ipotetice: *q, or, ab, an, di, hy* şi *mt* (tab. 21). Un rol secundar revin conţinuturilor de: *il, ol, cor, cc* şi chiar *wo*. Cuarţul nu apare în alcătuirea latiandezitelor, el fiind mascat în pastă în cantităţi variabile, care, aşa după cum sînt reliefate de compoziţia normată, imprimă acestor roci caracter cuarţifer. Conţi-

Institutul Geologic al României

TABELUL 20

Parametri Niggli ai latiandezitelor

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	μ	Tipul de magmă
478	154	26,2	45,6	10,0	18,2	0,16	0,46	32	44	24	0,17	0,04	0,44	Melacuarțdioritică
480	185	30,8	32,7	14,9	21,6	0,19	0,30	37	46	17	0,17	0,15	0,25	Normal cuarțdioritică
434	216	32,9	32,9	15,3	18,8	0,28	0,44	44	42	14	0,27	0,04	0,42	Normal cuarțdioritică
425	186	31,0	33,9	17,2	17,8	0,33	0,40	40	43	17	0,27	0,11	0,36	Normal cuarțdioritică
364	181	31,8	34,7	13,5	20,0	0,21	0,41	37	47	16	0,23	0,05	0,39	Normal cuarțdioritică-melacuarțdioritică
409	186	27,4	39,6	16,7	16,3	0,27	0,42	40	40	20	0,25	0,12	0,37	Lamprodioritică
270	182	33,8	27,9	23,4	14,8	0,26	0,24	42	44	14	0,39	0,14	0,83	Peleitică
397	192	31,3	33,4	15,3	20,0	0,35	0,43	39	45	16	0,22	0,11	0,39	Opdalitică
427	203	33,7	30,2	16,7	19,4	0,42	0,45	42	45	13	0,27	0,08	0,42	si-monzonitică
265	177	30,1	34,7	19,6	15,5	0,22	0,33	40	42	18	0,32	0,13	0,29	Tonalitică
162	217	34,3	32,1	7,6	25,8	0,33	0,34	40	13	47	0,12	0	0,35	Normal sienitică sodică
189	156	25,5	36,4	17,5	20,6	0,15	0,46	30	46	24	0,10	0,24	0,35	Mela sienitică sodică
471	180	35,4	36,4	8,8	19,3	0,17	0,42	38	43	19	0,18	0	0,29	Normal sienitică sodică
211	167	28,1	38,8	11,2	21,7	0,14	0,36	32	47	21	0,13	0,14	0,32	Mela sienitică sodică
398	241	35,7	27,6	7,9	28,7	0,17	0,34	41	48	11	0,10	0,05	0,03	si-sienitică sodică
178	253	35,7	26,4	11,0	26,9	0,17	0,34	45	45	10	0,14	0,08	0,31	Normal sienitică sodică
442	200	30,5	34,9	17,0	17,5	0,45	0,47	42	41	17	0,26	0,11	0,43	si-monzonitică

nutul de K_2O din analiza brută este mai bine conturat de către compoziția normată, unde conținutul de *or* ipotetică este adesea aproape egal sau depășește conținutul de *an*. Dintre *ab* și *an* primul predomină totdeauna, imprimînd pe ansamblu, un caracter mai acid plagioclazului din latiandezite în raport cu cel din andezite. Raportul dintre cei doi indică predominarea oligoclazului și andezitului acid, normativi, în latiandezite (tab. 21), limitele de variație fiind : oligoclaz acid (11,3% An') — andezin intermediar (46,8% An'). Conținut scăzut de *an* se constată în cazul latiandezitelor din Valea Mînăstirii (470 și 480), precum și în plagioclazul normativ al latiandezitelor filoniene (162, 189 și 471) situație ce se acordă bine din punct de vedere calitativ cu diagnoza petrografică. Însă determinările optice de conținuturi de An sînt în dezacord cu conținutul de An' normativ, diferența fiind întotdeauna în plus cu 7—12% An pentru metoda optică. Discordanța se poate explica prin caracterul mai acid al microlitelor feldspatice din pasta latiandezitelor, sau chiar prin existența unei paste mai acide pe întreg, datorită unei fracționări importante a Ca din magma generatoare în timpul formării feldspatului din andezite.

Prezența *di, hy, mt* sau chiar *ol*, exprimă ipotetic prezența mineralelor mafice în roci, fără a se putea face o legătură între acestea și participarea reală a hornblendei sau piroxenilor. Se remarcă o domi-

Institutul Geologic al României

TABELUL 21

Compoziția normată (%) a latiandezitelor și valorile Q, A, P, M și An'

	q	*or*	*ab*	*an*	*cor*	*di*	*hy*	*ol*	*mt*	*il*	*ap*	*Q*	*A*	*P*	*M*	*An'*
478	0,15	9,85	50,90	13,05	—	2,76	15,64	—	5,50	2,14	—	0	13	87	26	20,4
480	5,56	12,00	51,50	13,32	—	4,80	5,90	—	4,50	1,88	0,94[15]	7	15	78	18	20,5
434	14,89	14,20	37,05	18,82	—	1,44	9,22	—	3,61	0,76	—	17	17	66	15	33,7
425	8,77	17,45	35,60	19,30	—	5,00	8,52	—	3,73	1,58	—	11	21	68	19	35
364	5,50	12,65	47,20	17,62	—	2,16	9,04	—	4,86	0,96	—	7	15	78	17	27,2
409	12,89	13,30	35,90	16,57	—	5,48	8,02	—	5,95	1,26	0,62[15]	16	17	67	21	31,6
270	11,73	12,30	32,40	28,50	—	5,52	4,10	—	4,54	0,94	—	14	14	72	15	46,8
397	8,60	20,05	37,95	16,37	—	4,72	6,86	—	4,75	0,68	—	10	24	66	17	30,1
427	11,71	22,70	31,30	20,02	—	2,72	6,72	—	3,96	0,86	—	14	26	60	14	39
265	10,56	10,40	37,60	22,43	—	6,44	5,84	—	5,58	1,14	—	13	13	74	19	37,4
162	7,71	22,40	45,70	10,15	0,40	—	9,28	—	3,39	0,88	0,21	9	26	65	14	18
189	—	10,50	57,20	8,08	—	7,46[14]	2,68	7,08	5,48	0,92	0,59	0	14	86	24	12,4
471	10,46	9,60	47,35	6,05	6,93	—	11,20	—	4,35	1,30	2,74[15]	14	13	73	20	11,3
211	—	9,70	58,00	10,10	—	8,16	4,40	3,00	5,46	1,18	—	0	12	88	22	14,8
398	9,98	13,50	58,40	7,87	—	1,40	4,30	—	4,05	0,48	—	11	15	74	10	11,9
178	14,41	11,30	53,50	10,10	—	2,52	4,20	—	3,13	0,84	—	16	13	71	11	15,9
442	11,94	22,70	27,85	18,27	—	4,84	10,40	—	3,04	1,32	—	15	28	57	19	39,6
MLaT	8,04	14,35	43,90	16,22	—	3,92	7,96	—	4,48	1,12	—	10	17	73	17	27
MLaN	6,83	15,60	32,45	22,60	—	7,88	8,16	—	3,97	1,82	0,69	9	20	71	22	41

[14] reprezintă *wo*

[15] reprezintă *cc*.

Institutul Geologic al României

nare a *hy* asupra *di*. Conținuturile de *cor*, *cc* și *wo* duc la ideea unor roci alterate. Valorile indicelui *M* arată participarea globală a mineralelor melanocrate, ele variază între limitele 10—26 (tab. 21). Indicele *M* are valori mai scăzute în latiandezitele filoniene (178, 162 și 398).

Proiectînd valorile *Q*, *A* și *P* (tab. 21) în diagrama triunghiulară QAP (fig. 3) remarcăm :

— Majoritatea analizelor (14) sînt dispersate pe suprafața cîmpului latiandezitului cuarțifer. Tot aici se dispun și valorile medii, sub-

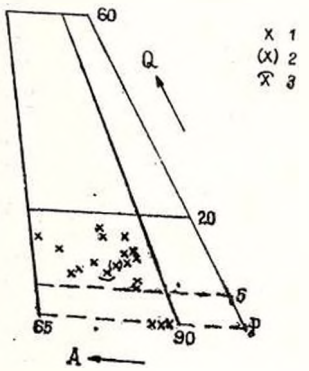


Fig. 3. — Secțiune prin diagrama Q-A-P (Streckeisen).
1, latiandezite ; 2, MLaT ; 3, MLaN.
Section à travers le diagramme Q-A-P (Streckeisen).
1, latiandésites ; 2, MLaT ; 3, MLaN.

liniind prin dispunerea apropiată a celor două puncte asemănarea dintre ele.

— Trei dintre analize se proiectează pe linia care desparte cîmpul latiandezitului de cel al latiandezitului cu feldspatoizi, accentuînd prin această poziție caracterul lor alcalin, confirmat în două cazuri și prin tipul de magmă, dar și un caracter mai melanocrat dovedit atît de participarea *ol* în norma a două roci, cît și de valorile lui *M*, care sînt cele mai ridicate în aceste trei cazuri.

Gruparea latiandezitelor în funcție de valorile adoptate de *SI* (tab. 22) se realizează prin cifre (10—20) caracteristice rocilor intermediare, cu tendințe spre roci mai acide, în cazul celor cu tipuri de magme alcaline. Excepții se remarcă în cazul analizelor 478 (*SI*=21), care se apropie de andezit bazaltic, cît și de analiza 270 (*SI*=9). Aceeași situație este reliefată și de valorile luate de *DI*.

II.4.4. **Tufuri andezitice**

În tabelul 23 este prezentată compoziția chimică a patru tufuri andezitice, aparținînd complexului andezitic-latiandezitic. Valorile indică oscilații însemnate în cazul : K_2O (0,85—4,65%) și Na_2O (3,82—7,79%) dovedind neomogenitatea compozițională a materialului participant la alcătuirea tufurilor. Deosebirile sînt mai frapante, dacă se are în vedere că analizele 284 și 285 (tab. 23) au fost efectuate pe

Institutul Geologic al României

TABELUL 22

Valorile indicilor de solidificare (SI) și diferențiere (DI) ai latiandezitelor

Proba	*SI*	*DI*	
478	21,4	60,9	andezit-latiandezit cuarțifer
480	11,0	68,7	latit cuarțifer
434	17,5	66,1	latit cuarțifer
425	16,3	61,8	andezit-latit cuarțifer
364	16,3	65,3	latit cuarțifer
409	19,0	62,0	andezit-latit cuarțifer
270	9,5	65,4	andezit
397	16,9	66,6	latit cuarțifer
427	16,8	65,7	latit cuarțifer
265	14,3	58,6	andezit
162	11,5	75,8	latit cuarțifer-riolit
189	18,9	67,7	latit cuarțifer
471	17,8	67,4	andezit
211	15,1	67,7	latit cuarțifer
398	10,2	81,9	latit cuarțifer-riolit
178	10,4	79,2	latit cuarțifer-riolit
442	19,8	62,5	andezit-latit cuarțifer
MLaT	15,7	66,3	latit cuarțifer
MLaN	19,2	54,9	andezit

TABELUL 23

Compoziția chimică (%) a tufurilor andezitice

Proba	284	285	347	451
Oxizi				
SiO_2	50,72	51,33	53,18	50,09
TiO_2	0,71	0,68	0,93	0,81
Al_2O_3	19,64	18,38	15,96	17,33
Fe_2O_3	4,05	3,76	3,02	2,24
FeO	4,78	4,02	6,75	6,32
MnO	0,21	0,15	0,29	0,36
MgO	4,05	3,17	4,13	4,57
CaO	3,12	2,74	4,21	4,49
Na_2O	3,82	7,79	4,35	4,61
K_2O	4,65	1,85	0,85	1,20
H_2O^+	2,71	4,75	3,59	4,31
H_2O^-	1,07	1,35	0,94	1,52
P_2O_5	0,13	nd	nd	nd
CO_2	—	—	1,44	1,68
Total	99,66	99,97	99,64	99,53

284 și 285 = tufuri andezitice — valea Hăjdate ; 347 și 451 = tufuri andezitice — valea Hidișului.

Institutul Geologic al României

TABELUL 24

Parametri Niggli ai tufurilor andezitice

Proba	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*Q*	*L*	*M*	π	γ	μ	Tipul de magmă
284	146	33,3	37,8	9,7	19,2	0,44	0,46	31	48	21	0,19	0	0,38	?
285	153	32,3	32,8	8,8	26	0,14	0,43	27	17	56	0,11	0,07	0,40	Normal natrosienitică
347	160	29,2	43	13,5	14	0,19	0,36	41	41	18	0,35	0	0,36	Dioritică
451	146	29,8	41	14	15,2	0,15	0,48	33	46	21	0,31	0	0,49	Normal dioritică-lamprodioritică

TABEL UL 25

Compoziția normată (%) a tufurilor andezitice

Proba	*q*	*or*	*ab*	*an*	*ne*	*cor*	*di*	*hy*	*ol*	*mt*	*il*	*ap*	*cc*	*Q*	*A*	*P*	*F*	*M*
284	—	28,40	35,40	15,15	—	3,34	—	1,34	10,68	4,38	1,02	0,27	—	0	36	64	—	21
285	—	11,25	47,24	10,02	14,79	—	3,16	2,86	5,64	4,04	0,98	—	—	0	14	69	17	16
347	9,02	5,25	40,65	12,30	—	4,64	—	19,72	—	3,28	1,36	—	3,78	13	8	79	—	33
451	2,66	7,45	43,45	12,25	—	4,79	—	21,28	—	2,46	1,18	—	4,46	4	11	85	—	34

Institutul Geologic al României

tufuri din același orizont, distanța dintre probe fiind de cca 5 m. Pentru aceste variații însemnate trebuie să admitem că în timpul depunerii submarine a cineritelor, acestea au suferit amestecuri, cu cantități diferite de material de natură sedimentară, material antrenat de curenți marini sau chiar de activitatea explozivă. Trebuie menționat că studiul microscopic, efectuat asupra tufurilor analizate, nu a putut evidenția participarea unor resturi de organisme sau a unor minerale nespecifice rocilor vulcanice. Desigur că în această situație tipurile de magmă (tab. 24) nu fac decît să aproximeze calitatea materialului cineritic predominant.

Compoziția normată (tab. 25) a tufurilor andezitice întărește prin prezența și variația anumitor minerale ipotetice, ideea impurificării cineritelor cu material străin. Prezența *cor*-lui în cantități însemnate, cît și apariția *ne*-lui dovedește impurificarea cu un material bogat în Al și Na, ducînd la ideea unui aport de minerale argiloase. Cantitățile ridicate de *ol* normativă întărește această presupunere, deoarece Mg este un element comun al multor minerale argiloase.

În același sens pledează și modul de proiectare al analizelor în diagrama QAPF (fig. 4), unde punctele au o dispunere foarte largă.

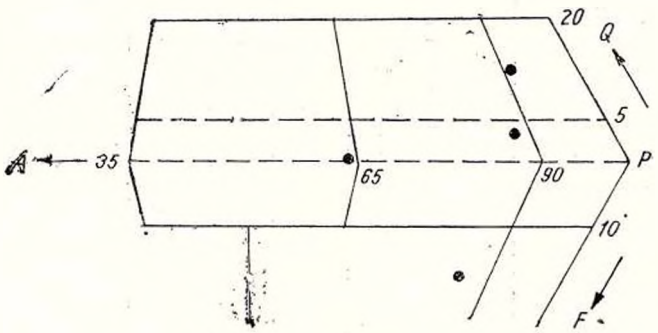


Fig. 4. — Secțiune prin diagrama Q-A-P-F (Streckeisen).

Section à travers le diagramme Q-A-P-F (Streckeisen).

Dispunerea punctelor se realizează în cîmpuri diferite, corespunzînd: andezitului cuarțifer, latiandezitului, latitului și fonotefritului, dispunere influențată de cantitatea și compoziția materialului străin.

II.4.5. Dacite

Compoziția chimică a dacitelor este prezentată în tabelul 26 prin cinci analize, din care una este preluată din literatură (Ianovici et al., 1969). Variațiile oxizilor au loc între limite ce pot fi considerate normale pentru aceste roci, oscilații mai mari înregistrîndu-se pentru MgO (0,14—2,09%) și CaO (1,86—4,15%). Ca un prim efect al acestor variații, este acela că media dacitelor din munții Trascău (MDT)

Institutul Geologic al României

manifestă, spre deosebire de rocile prezentate pînă aici, deosebiri mai însemnate față de compoziția chimică medie dată pentru dacite de N o c k o l d s (MDN).

Prima medie se caracterizează prin conținut scăzut de MgO, în raport cu a doua, situație care se menține și pentru CaO. În schimb

TABELUL 26

Compoziția chimică (%) a dacitelor

Oxizi	Proba						
	350	159	164	328	18 I	MDT	MDN
SiO_2	68,33	64,74	65,16	64,89	61,56	65,49	63,58
TiO_2	0,36	0,53	0,48	0,39	0,53	0,46	0,64
Al_2O_3	15,01	15,50	15,44	14,86	19,15	16,13	16,67
Fe_2O_3	1,91	3,32	3,42	3,44	1,76	2,79	2,24
FeO	1,13	2,32	1,81	2,51	2,13	2,00	3,00
MnO	0,10	0,10	0,10	0,11	0,16	0,11	0,11
MgO	0,14	0,28	1,43	0,83	2,09	0,96	2,12
CaO	3,06	2,72	2,58	1,86	4,15	2,90	5,53
Na_2O	4,49	5,56	5,59	5,20	4,47	5,10	3,98
K_2O	2,30	1,81	2,23	3,57	2,35	2,47	1,40
H_2O^+	2,79	1,73	0,62	1,27	1,42	1,57	0,56
H_2O^-	0,59	0,70	0,95	0,65	—	—	—
P_2O_5	nd	nd	nd	nd	0,16	—	0,17
CO_2	—	—	—	—	0,47	—	—
Total	100,21	99,32	99,81	99,58	100,40	99,98	100,00

350 = dacit — valea Arieșului; 159 = dacit — valea Arieșului; 164 = dacit — valea Arieșului; 328 = dacit — nord Colțul Fetii; 18 I = dacit — valea Rachiș; MDT = media dacitelor din munții Trascău; MDN = media dacitelor după N o c k o l d s.

suma oxizilor metalelor alcaline este mai ridicată în prima (7,57% față de 5,38%), influențînd astfel conținutul de anortit al plagioclazului normativ.

Parametri Niggli (tab. 27) indică, prin valorile lor, pentru dacite, tipuri de magme grano-dioritice (3) sau chiar treceri spre magme mai acide cum ar fi: trondhjemitice sau granitice, confirmînd deci, în bună parte, clasificarea acestora ca dacite.

Din compoziția normată (tab. 28) se poate aprecia că mineralele leucocrate normative predomină cu mult asupra celor melanocrate, rezultate care se acordă bine cu compoziția modală a dacitelor, în care se remarcă o participare de maximum 1% minerale melanocrate. Indicele mafic *M* subliniază această situație, prin valoarea sa maximă de 12,33, care pentru andezitele și latiandezitele prezentate o considerăm anor-

Institutul Geologic al României

TABELUL 27

Parametri Niggli ai dacitelor

Proba	*si*	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*Q*	*L*	*M*	π	γ	μ	Tipul de magmă
350	333	43,0	12,9	16,1	28	0,25	0,07	54	42	4	0,20	0,10	0,62	Leucocuarțdioritică
159	258	36,4	25,7	11,7	26,1	0,17	0,06	48	42	10	0,12	0	0	Granodioritică
164	262	36,5	24,9	11,1	27,5	0,21	0,34	46	45	9	0,14	0,07	0,31	Granodioritică
328	268	36,3	25,1	8,2	30,3	0,31	0,21	45	45	10	0,08	0	0,18	Tasnagranitică
18	221	40,4	22,9	15,9	20,8	0,25	0,49	45	45	10	0,27	0	—	Granodioritică

TABELUL 28

Compoziția normală (%) a dacitelor

Proba	*q*	*or*	*ab*	*an*	*cor*	*di*	*hy*	*mt*	*hm*	*il*	*ap*	*Q*	*A*	*P*	*M*	*An'*
350	25,89	14,10	41,85	14,60	—	0,96	—	2,07	—	0,52	—	27	15	58	3,55	25,9
159	18,41	11,05	51,60	12,45	—	1,24	0,90	3,59	—	0,76	—	20	12	68	6,49	19,4
164	15,98	13,35	50,85	10,62	—	1,88	3,06	3,48	0,09	0,68	—	17	15	68	9,2	17,3
328	14,97	21,60	47,80	6,87	—	2,08	2,42	3,69	—	0,56	—	16	24	60	8,7	12,6
18	13,19	14,00	40,40	19,65	2,33	—	7,54	1,86	—	0,60	0,35	15	16	69	12,33	32,7
MDT	17,40	14,90	46,50	14,02	—	0,48	3,08	2,96	—	0,64	—	19	16	65	7,2	23
MDN	18,64	8,35	36,15	23,77	—	2,32	7,14	2,37	—	0,90	0,35	21	10	69	12,7	40

Institutul Geologic al României

mal de joasă. Conținutul de *or* normativ se menține în limitele cunoscute la rocile anterioare. Prin conținutul de An, plaglioclazul dacitelor se arată a fi relativ acid, valoarea sa pentru medie fiind de 23% An′ față de 40% An′ pentru MDN, accentuîndu-se în acest fel foarte clar, diferențele dintre cele două medii.

Din dispunerea analizelor în diagrama QAP (fig. 5) remarcăm o nepotrivire între parametri petrochimici Niggli și metoda de clasificare propusă de S t r e c k e i s e n.

Trei dintre analize (164, 328 și 18) se proiectează clar în cîmpul latiandezitului cuarțifer. Ținînd cont de tipurile de magme, corespun-

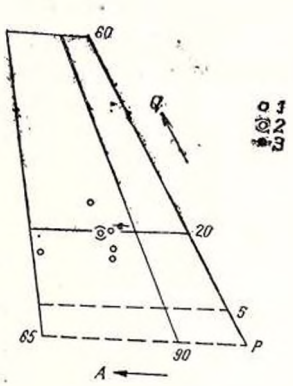


Fig. 5. — Secțiune prin diagrama Q-A-P- (S t r e c k e i s e n).
1, dacite; 2, MDT; 3, MDN.

Section à travers le diagramme Q-A-P- (S t r e c k e i s e n).
1, dacites; 2, MDT; 3, MDN.

zătoare acestor roci pe deoparte, cît și în funcție de valorile lui *M* și ai indicilor *SI* și *DI* (tab. 29) am clasificat aceste roci ca dacite. Compozițiile medii, cu toate deosebirile dintre ele, se proiectează foarte aproape una de cealaltă, însă MDT se plasează pe limita superioară a cîmpului latiandezitului cuarțifer.

TABELUL 29

Indicii de solidificare (SI) și diferențiere (DI) ai dacitelor

Proba	*SI*	*DI*	
350	1,4	81,8	latit cuarțifer-riolit
159	2,1	82,6	latit cuarțifer-riolit
164	9,9	80,2	latit cuarțifer-riolit
328	5,3	85,0	riolit
18	16,3	67,9	latit cuarțifer
MDT	7,20	78,80	latit cuarțifer-riolit
MDN	16,6	63,1	latit cuarțifer

Institutul Geologic al României

II.4.6. Trahite alcaline

Tabelul 30 cuprinde rezultatele analizelor chimice a 7 trahite alcaline, din zona Sănduleşti-Poiana Aiudului, media acestora şi valorile medii ale compoziţiei chimice a trahitelor alcaline dată de N o c k o l d s. Compoziţia chimică a trahitelor alcaline este marcată de conţinuturi uniforme de Fe total şi de participarea redusă a MgO şi CaO. Metalele alcaline, în primul rînd Na, participă în proporţii importante la alcătuirea rocilor.

Trahitele alcaline se apropie din punct de vedere chimic de unele ortofire descrise de S a v u (1962) şi I a n o v i c i et al., (1969), însă compoziţiile medii ale acestor tipuri de roci diferă simţitor între ele. O concordanţă ceva mai bună se remarcă în raport cu media trahitelor alcaline dată de N o c k o l d s, singurele deosebiri mai importante fiind în legătură cu valorile raportului Na_2O/K_2O (cca 4,3 în MTaT şi 1,8 în MTaN), cît şi cu suma metalelor alcaline (respectiv 9,37 şi 12,8%).

TABELUL 30

Compoziţia chimică (%) a trahitelor alcaline

Oxizi	Proba :								
	264	319	330	333	336	351	368	MTaT	MTAN
SiO_2	66,22	64,83	64,10	62,39	66,34	64,43	63,56	64,89	61,95
TiO_2	0,58	0,57	0,47	0,51	0,61	0,45	0,55	0,54	0,73
Al_2O_3	16,01	15,83	17,24	17,80	14,84	16,39	16,70	16,49	18,03
Fe_2O_3	3,02	4,46	3,53	3,37	4,77	2,85	3,79	3,70	2,33
FeO	2,22	1,24	1,93	1,94	1,15	2,30	1,91	1,82	1,51
MnO	0,10	0,08	0,16	0,14	0,07	0,17	0,09	0,11	0,13
MgO	0,84	0,12	1,04	0,63	0,85	1,60	0,14	0,75	0,63
CaO	2,50	1,01	1,47	1,68	1,13	0,45	1,78	1,44	1,89
Na_2O	7,97	7,38	8,02	9,00	6,21	6,28	7,48	7,52	6,55
K_2O	0,81	2,45	1,80	0,94	2,08	2,43	1,69	1,75	5,53
H_2O^+		1,03	0,48	1,00	1,45	1,80	0,84	0,98	0,54
H_2O^-	0,27	0,60	0,28	0,49	0,68	0,42	0,51	—	—
Total	100,54	99,60	100,52	99,99	100,18	99,57	99,04	99,99	

264 = trahit alcalin — valea Hăjdate ; 319 = trahit alcalin — est dealul Sardău ; 330 = trahit alcalin — valea Arieşului ; 333 = trahit alcalin — nord vîrful Takăş ; 336 = trahit alcalin — NE Fluierişte ; 351 = trahit alcalin — valea Arieşului ; 368 = trahit alcalin — nord Fluierişte ; MTaT = media trahitelor alcaline din munţii Trascău ; MTaN = media trahitelor alcaline după N o c k o l d s.

Institutul Geologic al României

TABELUL 31

Parametri Niggli ai trahitelor alcaline

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	μ	Tipul de magmă
264	256	36,5	21,1	10,5	31,9	0,06	0,23	43	48	9	0,07	0,22	0,18	Sienitică sodică
319	249	34,8	17,3	4,0	43,8	0,13	0,04	42	51	7	0,03	0,09	0,03	Leucoevisitică
330	241	38,2	22,4	5,9	33,5	0,13	0,26	40	52	8	0,06	0,05	0,25	si — Sienitică sodică
333	256	30,8	23,0	7,9	38,3	0,06	0,24	38	54	8	0,06	0,01	0,02	si — Sienitică sodică
336	287	37,7	25,4	5,2	31,7	0,18	0,21	47	45	8	0,07	0	0,19	si — Sienitică sodică
351	250	37,5	25,6	1,9	35,0	0,33	0,36	45	44	11	0,03	0	0,41	si — Sienitică sodică
368	256	39,7	18,9	7,7	33,6	0,13	0,04	41	49	9	0,06	0	0,04	Nordmarkitică

TABELUL 32

Compoziția normată (%) a trahitelor alcaline

	q	or	ab	an	ne	cor	di	wo	hy	mt	hm	il	ap	Q	A	F	M	An'
264	10,26	4,70	70,10	5,42	—	—	5,40	—	0,22	3,09	—	0,80	—	12	88	—	9,5	7,2
319	9,96	14,60	66,80	2,85	—	—	0,68	0,54	—	1,89	1,87	0,80	—	11	89	—	5,8	4,1
330	5,61	10,40	70,55	5,62	—	—	1,24	—	2,32	3,61	—	0,64	—	6	94	—	7,8	7,4
333	1,82	5,45	79,30	5,32	—	—	2,68	—	1,26	3,46	—	0,70	—	2	98	—	8,1	6,3
336	17,56	12,50	56,70	5,70	—	0,37	—	—	2,38	1,62	2,31	0,86	—	19	81	—	7,5	9,1
351	14,15	13,95	57,25	2,25	—	3,03	—	—	5,70	3,03	—	0,64	—	16	84	—	12,4	3,8
368	9,36	10,05	67,75	7,10	—	—	0,80	0,32	—	3,51	0,32	0,78	—	10	90	—	5,7	9,5
MTaT	9,69	10,30	67,05	6,05	—	—	0,84	—	1,64	3,30	0,36	0,76	—	10	90	—	6,9	8,3
MTaN	—	31,25	56,35	3,40	0,90	—	3,40	—	—	2,25	0,10	1,00	0,37	—	99	1	7,1	5,7

Institutul Geologic al României

Parametri Niggli (tab. 31) indică pentru trahitele alcaline tipuri de magme sienitice-sodice, care prin frecvența lor arată uniformitatea compoziţională a magmelor generatoare.

Dintre mineralele ipotetice (tab. 32) un rol important revine : *q, or, ab, an.* Conţinutul de *q* normativ imprimă trahitelor alcaline carac-

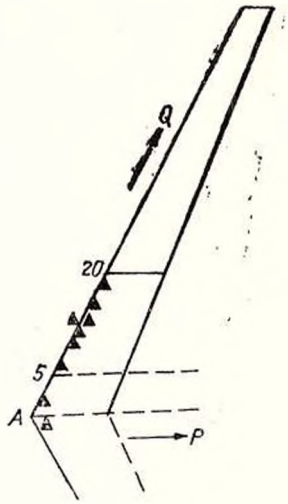


Fig. 6. — Secţiune prin diagrama Q-A-P (Streckeisen).
Section à travers le diagramme Q-A-P (Streckeisen).

ter cuarţifer. În cazul *or* se remarcă conţinuturi cuprinse în aceleaşi limite ca şi la rocile prezentate mai sus. *Ab* şi *an* se găsesc în raporturi care determină caracterul albitic al plagioclazului normativ, rezultat obţinut şi la cercetarea optică a plaglioclazului. Mineralele normative : *di, hy, mt* şi *il* sînt constant prezente în norma trahitelor alcaline, însă cantităţile lor sînt reduse. Indicele *M* este sugestiv în acest sens, depăşind valoarea 10 numai în cazul analizei 351.

Prin proiectarea valorilor corespunzătoare în diagrama QAP (fig. 6) se constată o grupare a analizelor în cîmpul trahitului alcalin cuarţifer, trăsătură constatată şi la rocile anterioare. Şi în cazul acestor roci participarea cuarţului este virtuală, el neapărînd ca fază minerală independentă în alcătuirea reală a rocilor.

Valorile luate de indicii de solidificare *(SI)* şi diferenţiere *(DI)* se încadrează în limite strînse, fiind concordante între ele. Valorile *SI* se găsesc în acord cu clasificarea petrochimică Niggli fiind minime pentru rocile cu tipuri de magme mai acide (319 şi 368). În cazul analizei 351 concordanţa se realizează între compoziţia normată, unde *M*=12,4 şi indicii *SI* şi *DI*, toţi aceştia indicînd o rocă provenită dintr-o magmă mai puţin fracţionată (tab. 33).

Institutul Geologic al României

TABELUL 33

Indicii de solidificare (SI) și diferențiere (DI) ai trahitelor alcaline

	SI	*DI*	
264	5,6	85,1	latit cuarțifer-riolit
319	0,8	91,4	riolit alcalin
330	6,4	86,6	riolit
333	4,0	86,6	riolit
336	5,6	86,8	riolit
351	10,3	85,3	latit cuarțifer-riolit
368	0,9	88,3	riolit
MTaT	4,8	87,0	riolit
MTaN	3,8	89,0	riolit

II.4.7. **Riolite și riolite alcaline**

Compoziția chimică a acestor roci este prezentată în tabelele 34 și 35, unde sînt cuprinse rezultatele analizelor chimice a 5 riolite, a 4 riolite alcaline, din care două provin din culmea Bedeleu-Rîmeți

TABELUL 34

Compoziția chimică (%) a riolitelor

Oxizi	Proba						
	291	462	262	407	263	MRT	MRN
SiO_2	68,77	70,12	69,42	75,75	72,52	71,58	73,66
TiO_2	0,33	0,54	0,31	u	0,25	0,29	0,22
Al_2O_3	14,22	14,37	13,88	11,80	12,86	13,48	13,45
Fe_2O_3	1,84	2,07	2,42	1,34	1,43	1,83	1,25
FeO	2,47	1,37	1,42	1,64	1,76	1,74	0,75
MnO	0,07	0,04	0,12	0,05	0,06	0,07	0,03
MgO	0,15	0,14	0,11	0,11	0,18	0,13	0,32
CaO	1,28	0,76	0,72	0,44	0,56	0,75	1,13
Na_2O	2,56	1,85	1,69	1,22	0,87	1,64	2,99
K_2O	7,01	8,49	8,76	7,37	9,02	8,16	5,35
H_2O^+	0,56	0,11	0,35	0,39	0,18	0,32	0,78
H_2O^-	0,51	0,39	0,48	0,17	0,25	—	—
P_2O_5	nd	nd	0,09	nd	nd	—	0,07
Total	99,77	100,25	99,77	100,28	99,94	99,99	

u = conținut mai mic de 0,01%.

291 = riolit — NW vîrful Țiganul; 462 = riolit — est Cheile Turzii; 262 = riolit — est Coastele Muntelui; 407 = riolit — NE Piatra Stoinii; 263 = riolit — est Coastele Muntelui; MRT = media riolitelor din munții Trascău; MRN = media riolitelor după N o c k o l d s.

Institutul Geologic al României

TABELUL 35

Compoziția chimică (%) a riolitelor alcaline

Oxizi	Proba					
	402	484	34	35	MRaT	MRaN
SiO_2	70,05	70,33	78,49	79,73	74,63	74,54
TiO_2	0,25	0,37	0,07	0,08	0,19	0,17
Al_2O_3	14,35	14,51	11,29	12,90	13,26	12,58
Fe_2O_3	2,64	2,29	0,66	0,06	1,41	1,30
FeO	1,69	1,81	0,49	0,63	1,15	1,02
MnO	0,07	u	0,02	0,02	0,03	0,05
MgO	0,13	0,28	0,45	0,16	0,25	0,11
CaO	1,02	0,86	0,19	0,62	0,67	0,61
Na_2O	4,80	4,87	2,26	3,26	3,80	4,13
K_2O	4,42	4,42	5,49	2,24	4,14	4,73
H_2O^+	0,59	0,12	0,69	0,42	0,45	0,66
H_2O^-	0,38	0,37	—	—	—	—
P_2O_5	nd	nd	0,01	0,004	—	0,07
Total	100,39	100,23	100,11	100,12	99,99	

402 = riolit alcalin — valea Trascăului; 484 = riolit alcalin — Valea Mînăstirii; 34 și 35 = riolite (Ianovici et al., 1969).

și valea Ighiu (Ianovici et al., 1969), cît și mediile corespunzătoare acestor roci, precum și valorile medii date de Nockolds.

Riolitele sînt caracterizate printr-o compoziție chimică relativ uniformă, determinată de conținuturi ridicate de SiO_2 (68,77—75,75%) și K_2O (7,01—9,02%) și conținuturi scăzute în MgO (0,11—0,18%) și CaO (0,44—1,28%). Conținutul de K_2O depășește cu mult conținutul de Na_2O, raportul Na_2O/K_2O (0,09—0,32) indicînd caracterul potasic al riolitelor.

Compoziția chimică medie a riolitelor din munții Trascău (MRT) se apropie foarte mult de compoziția chimică medie a riolitelor dată de Nockolds (MRN). O diferență se constată între valorile raportului Na_2O/K_2O (0,20 pentru MRT și 0,55 pentru MRN), subliniind caracterul puternic potasic al riolitelor din munții Trascău. Suma oxizilor alcalini este mai ridicată în prima medie (9,80 față de 8,30%) conferind o alcalinitate ușor ridicată acestor roci.

Uniformitatea din compoziția brută este foarte bine reflectată de valorile parametrilor Niggli (tab. 36) ale căror variații sînt minime. Valorile parametrilor Niggli indică pentru toate cele cinci riolite tipul de magmă engadinit-granitică.

Compoziția normată (tab. 37) este marcată de valorile ridicate ale: *q* (21,90—36,80%) și *or* (42,65—55,55%) care ia locul plagiocla-

Institutul Geologic al României

TABELUL 36

Parametri Niggli ai riolitelor și riolitelor alcaline

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	π	γ	μ	Tipul de magmă
291	339	41,4	18,3	6,2	34	0,64	0,06	51	41	8	0,03	0	0	Engadinit-granitică
462	360	43,6	15	4,3	37,1	0,75	0,06	52	43	5	0,05	0	0	Engadinit-granitică
262	357	42	17	4	37	0,77	0,05	51	44	5	0,05	0	0	Engadinit-granitică
407	485	42,7	16,4	3,1	37,7	0,79	0,07	60	35	5	0,04	0	0	Engadinit-sodică-Engadinit-granitică
263	403	42	18	3,3	36,6	0,87	0,07	56	38	6	0,02	0	0	Engadinit-granitică
402	342	41,3	17	5,3	36,3	0,38	0,05	50	45	5	0,06	0,02	0,05	Normal alcaligranitică
484	342	41,5	17,5	4,4	36,5	0,37	0,11	50	45	5	0,06	0	0,08	Normal alcaligranitică
34	556	47,2	11,1	1,7	40,1	0,61	0,42	64	33	3	0,02	0	—	Leucogranitică
35	584	55,9	5,8	4,8	33,5	0,30	0,23	67	28	5	0,06	0	—	Leucogranitică

TABELUL 37

Compoziția normată (%) a riolitelor și riolitelor alcaline

	q	or	ab	an	cor	di	hy	mt	hm	il	ap	Q	A	P	M	An'
291	21,90	42,65	23,65	6,55	0,11	—	2,68	1,98	—	0,48	—	23	45	32	5,2	21,7
462	23,75	51,20	16,95	3,85	0,86	—	0,40	2,16	0,03	0,78	—	25	53	22	4,2	18,5
262	23,41	53,40	15,65	3,10	0,61	—	0,60	2,61	—	0,44	0,19	24	56	20	4,4	16,5
407	36,80	45,00	11,30	2,25	1,15	—	2,06	1,44	—	—	—	39	47	14	4,6	16,6
263	29,02	55,55	8,05	2,85	0,68	—	2,06	1,54	—	0,36	—	31	58	11	4,6	26,1
MRT	27,01	49,50	15,10	3,80	0,66	1,56	—	1,96	—	0,40	—	28	52	20	4,6	20,1
MRN	31,38	32,30	27,40	5,20	0,98	—	—	0,94	—	0,30	0,16	33	33	34	3,7	15,9
402	21,25	26,35	43,50	4,65	—	0,36	0,74	2,79	—	0,34	—	22	78	0	4,2	9,6
484	20,96	26,25	43,90	4,30	0,18	—	1,48	2,40	—	0,52	—	22	78	0	4,6	8,9
34	41,02	33,30	20,85	0,95	1,45	—	1,62	0,70	—	0,10	—	43	57	0	3,9	4,3
35	47,21	13,45	29,80	3,15	4,45	—	1,76	0,06	—	0,12	—	50	50	0	6,4	9,6
MRaT	32,61	24,85	34,65	2,68	2,14	1,30	1,30	—	—	0,26	—	34	66	0	5,0	7,2
MRaN	29,24	28,35	37,65	1,85	—	0,60	0,52	1,38	—	0,24	0,16	30	70	0	2,7	4,7

Institutul Geologic al României

zului normativ, mai scăzut de această dată în conținut. Datele pentru ultimul mineral sînt în acord cu compoziția modală a riolitelor, ortoza apare însă numai ca mineral normativ. Diferențele dintre *ab* normativ și cel determinat optic se menține în limitele 2—8% An, în favoarea ultimului. Mineralele melanocrate normative sînt conținute în can-

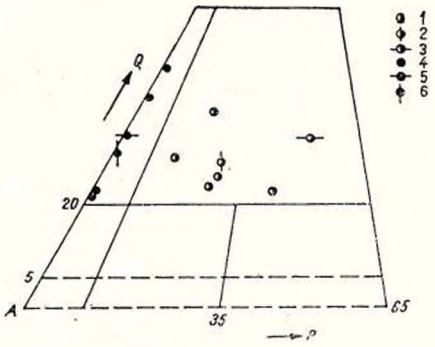


Fig. 7. — Secțiune prin diagrama Q-A-P (Streckeisen).

1, riolite; 2, MRT; 3, MRN; 4, riolite alcaline; 5, MRaT; 6, MRaN.

Section à travers le diagramme Q-A-P (Streckeisen).

1, rhyolites; 2, MRT; 3, MRN; 4, rhyolites alcalines; 5, MRaT; 6, MRaN.

tități reduse. Indicele *M* are valoare maximă de 5,2, pe cînd valoarea sa medie este de 4,6 arătînd conținutul de Fe în ușor exces față de media lui Nockolds.

Dispunerea analizelor în diagrama QAP (fig. 7) se face pe o suprafață largă în cîmpul riolitului, reliefînd micile variații din compoziția chimică brută. Dispunerea analizei 291 într-o poziție apropiată de cîmpul riodacitului arată o compoziție apropiată de această rocă, confirmată și de valorile parametrilor *al, fm, c* și *alk,* care se deosebesc ușor de aceleași valori corespunzătoare celorlalte analize.

Valoarea indicelui *DI,* pentru aceeași analiză, este singura care concordă atît cu parametri petrochimici Niggli cît și cu compoziția normată (tab. 38). Celelalte analize au tendința de a se apropia de linia de demarcație dintre cîmpul riolitului și cel al riolitului alcalin, cît și de partea superioară a digramei unde valorile lui *Q* cresc. O asemenea dispunere poate fi interpretată ca fiind dată de roci fracționate dintr-o magmă riodacitică, care se îndreaptă rapid către o topitură reziduală bogată în alcalii și siliciu.

În ceea ce privește proiecția celor două compoziții chimice medii, ea se realizează în mod diferit. Media dată de Nockolds se proiectează clar în cîmpul riodacitului, pe cînd MRT se proiectează, ca și majoritatea rocilor discutate, în cîmpul riolitului, confirmînd astfel concordanța între diagnoza mineralogico-petrografică, parametri petrochimici Niggli și compoziția normată a riodacitelor. Valorile indicelui *SI* sînt și ele în acord cu valorile parametrilor petrochimici Niggli și cu compoziția normată. *DI* ia valori caracteristice pentru riolitele alcaline.

Institutul Geologic al României

În rîndul riolitelor alcaline variabilitatea în compoziție este ceva mai pronunțată, fiind determinată de oscilații în conținutul de SiO_2 (70,05—79,73%) și în suma oxizilor de Fe (0,69—4,33%). Valoarea raportului Na_2O/K_2O nu mai este favorabilă K_2O, ea devine aproape egală cu unu, trădînd participarea unor minerale sodice la alcătuirea roci-

TABELUL 38

Indicii de solidificare (SI) și diferențiere (DI) ai riolitelor și riolitelor alcaline

	SI	*DI*	
		Riolite	
291	1,1	88,2	riolit
462	1,0	91,9	riolit alcalin
262	0,8	92,5	riolit alcalin
407	0,9	93,1	riolit alcalin
263	1,3	92,6	riolit alcalin
MRT	0,96	91,6	riolit alcalin
MRN	3,00	91,1	riolit alcalin
		Riolite alcaline	
402	0,9	91,9	riolit alcalin
484	2,0	91,1	riolit alcalin
34	4,8	95,2	riolit alcalin
35	2,5	90,5	riolit alcalin
MRaT	2,3	92,1	riolit alcalin
MRaN	1,0	95,2	riolit alcalin

lor. Se remarcă că riolitele alcaline provenite din zona „ofiolitică" care flanchează creasta Bedeleu-Rîmeți au conținuturi mai ridicate în SiO_2 și mai scăzute în metale alcaline, ceea ce ne face să admitem formarea lor din topituri reziduale puternic fracționate, bogate în SiO_2. Această caracteristică, exces de SiO_2 în compoziție, este întîlnită în mare parte și la celelalte roci din zona amintită și care sînt mai puțin acide decît riolitele.

Compoziția chimică medie a riolitelor alcaline din munții Trascău (tab. 35) este aproape identică cu media dată de N o c k o l d s pentru aceste roci. Desigur că prima nu poate fi considerată, acum, că exprimă într-adevăr compoziția chimică medie a riolitelor alcaline din munții Trascău, fiind calculată doar pe seama celor patru analize existente, care la o primă examinare arată existența a două tipuri de riolite alcaline, puțin diferite între ele și necunoscîndu-se care dintre cele două tipuri predomină.

Institutul Geologic al României

În funcție de valorile parametrilor Niggli se realizează două grupări distincte a analizelor prezentate. O primă grupare este dată de cele două analize provenite din zona Sănduleşti-Poiana Aiudului, corespunzînd pentru ele tipul de magmă normal alcaligranitică, magmă cu caracter alcalin sodic. O a doua grupare este dată de riolitele provenite din zona Bedeleu-Rîmeți, acestora corespunzîndu-le tipul de magmă leucogranitică, magmă calco-alcalină. În funcție de valorile parametrilor *al, fm, c* și *alk* s-ar putea realiza, pentru analizele 402 și 484, o încadrare în rîndul magmelor calco-alcaline, însă valorile corespunzătoare parametrilor *si* și *k* (în special) arată deosebiri între aceste roci și între riolitele și riolitele alcaline din culmea Bedeleu-Rîmeți. Valorile lui *k* corespund mai bine magmelor alcaline sodice.

Compoziția normată (tab. 37) reflectă aceeași variație prin conținuturile de : *q, or* sau *ab*. Indiferent de conținutul global de plagioclaz normativ, conținutul de An′ este caracteristic pentru albit, confirmînd rezultatele obținute prin determinări optice.

Aportul celorlalte minerale normative este mai puțin însemnat, ele fiind reprezentate prin : *hy, mt, cor* și *il*. Valorile indicelui *M* sînt mici, diferențele constatate între cele două compoziții medii evidențiază un ușor exces al conținuturilor de Fe_2O_3, FeO și MgO în cazul compoziției chimice medii a riolitelor din munții Trascău.

Din proiectarea valorilor corespunzătoare în diagrama QAP (fig. 7) se constată :

— toate analizele se dispun în cîmpul riolitului alcalin pe latura AQ, grupîndu-se în funcție de valoarea parametrului Q în două zone diferite ale cîmpului, în deplin acord cu compoziția chimică brută și cu parametri petrochimici Niggli ;

— cele două compoziții chimice medii se dispun apropiat, reliefînd asemănarea dintre ele.

Indicii *SI* au valori nesemnificative pentru riolite și pentru riolite alcaline, dar în cazul indicelui *DI* se constată valori puțin mai ridicate pentru unele riolite alcaline.

II.4.8. **Tufuri riolitice**

Compoziția chimică a tufurilor riolitice este prezentată în tabelul 39 prin trei analize. Pe lîngă acestea tabelul mai cuprinde o analiză (321) efectuată pe un bloc provenit din aglomeratele riolitice. Din aceste puține date chimice, obținute pentru tufurile riolitice, se desprind variații puternice pentru unii oxizi, cum ar fi : CaO (0,39—3,02%), Na_2O (1,18—3,04%) și K_2O (3,44—6,41%). Aceste variații sînt subliniate și de către valorile parametrilor Niggli (tab. 40), în conformitate cu care fiecărui tuf îi revine alt tip de magmă. Admițînd că cele două tipuri de lave riolitice au fost însoțite de produse cine-

Institutul Geologic al României

TABELUL 39

Compoziția chimică a tufurilor riolitice

Oxizi	Proba			
	287	408	482	321
SiO_2	71,91	71,84	73,11	69,44
TiO_2	0,28	0,27	0,10	0,88
Al_2O_3	11,04	11,82	14,06	14,62
Fe_2O_3	2,92	2,93	1,76	1,66
FeO	0,90	1,03	1,27	2,58
MnO	0,03	0,03	0,05	0,03
MgO	0,09	1,40	0,12	0,03
CaO	1,14	3,02	0,39	5,27
Na_2O	1,18	1,53	3,04	3,10
K_2O	6,41	3,44	5,75	2,11
H_2O^+	1,61	1,52	0,10	0,10
H_2O^-	1,39	1,25	0,29	0,29
P_2O_5	0,59	nd	nd	0,08
Total	99,49	100,08	100,04	100,45

287 = tuf riolitic — NE Cheile Turzii; 408 = tuf riolitic — Valea Albă; 482 = tuf riolitic — Valea Muntelui; 321 = bloc din aglomerate — est Coastele Muntelui.

ritice corespunzătoare, totuși, variațiile în chimismul tufurilor sînt prea mari, indicînd posibilitatea unui amestec cu material străin, în timpul depunerii cineritelor în bazinul de sedimentare. Analizele se dispersează pe o suprafață mare în diagrama QAP (fig. 8) și anume în cîmpu-

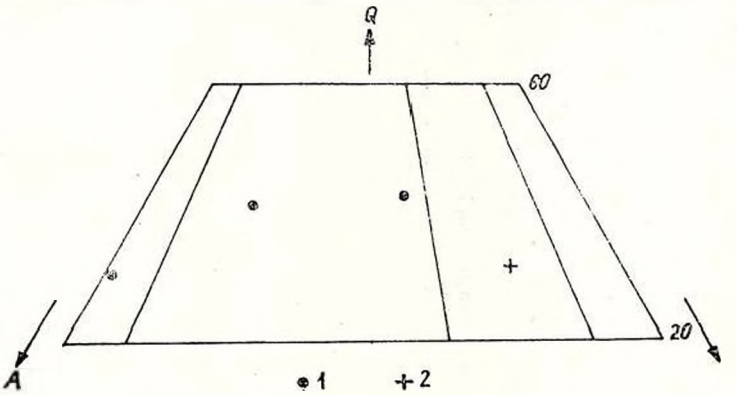


Fig. 8. — Secțiune prin diagrama Q-A-P (Streckeisen).
1, tufuri riolitice; 2, dacit din blocurile aglomeratelor riolitice.
Section à travers le diagramme Q-A-P (Streckeisen).
1, tufs rhyolitiques; 2, dacite des blocs des agglomérats rhyolitiques.

Institutul Geologic al României

TABELUL 40

Parametri Niggli ai tufurilor riolitice

	si	*al*	*fm*	*c*	*alk*	*k*	*mg*	*Q*	*L*	*M*	π	γ	μ	Tipul de magmă
287	449	40,5	19,1	7,5	32,6	0,78	0,04	60	33	7	0,04	0	0	Rapakiwitică
405	378	36,7	26,9	17,1	19,3	0,59	0,41	61	31	8	0,31	0	0,41	Adamellitică
482	405	46	14,7	2,3	37	0,56	0,09	56	39	5	0,03	0	0	Engadinit-granitică
321	316	39	15,6	25,7	19,7	0,30	0,001	56	37	7	0,32	0,28	0,008	Granodioritică

TABELUL 41

Compoziția normată a tufuritelor riolitice

	q	*or*	*ab*	*an*	*cor*	*hy*	*mt*	*hm*	*il*	*ap*	*Q*	*A*	*P*	*M*	*An'*
287	38,84	41,10	11,50	2,00	1,77	0,26	1,71	1,07	0,42	1,33	42	44	14	6,6	14,8
405	40,52	21,55	14,60	15,90	0,10	4,10	1,98	0,85	0,40	—	44	23	33	7,4	52,1
482	30,23	34,60	27,80	1,95	2,37	1,04	1,87	—	0,14	—	32	68	0	5,4	6,5
321	30,48	12,75	29,40	19,80	3,56[16]	0,82[17]	1,77	—	1,26	0,16	33	14	53	7,6	40,2

[16] Reprezintă *di.*
[17] Reprezintă *wo.*

Institutul Geologic al României

rile riodacitului, riolitului și riolitului alcalin. Acest mod de proiectare vine să întărească presupunerea exprimată mai sus.

Privitor la compoziția chimică a dacitului provenit din blocurile aglomeratelor riolitice, remarcăm conținutul foarte scăzut de MgO (0,03%). Valorile parametrilor Niggli indică în acest caz tipul de magmă granodioritică. Compoziția normată se găsește în acord parțial cu diagnoza petrografică, valoarea ridicată a q-lui normativ evidențiind conținutul de cuarț secundar. Conținutul plagioclazului normativ (tab. 41) arată ca și în cazul compoziției modale, participarea însemnată a acestuia în alcătuirea dacitului, însă plagioclazul normativ are compoziția unui andezin (40,2% An') pe cînd determinările optice indică existența unui labrador (55% An). Conținutul mineralelor melanocrate normative se află în directă legătură cu conținutul scăzut de MgO, valoarea indicelui *M* fiind doar de 7,6. În diagrama QAP (fig. 21) analiza se dispune în cîmpul destinat dacitelor.

III. ROCI BANATITICE

Cele trei filoane, cu dimensiuni reduse, de roci banatitice, care străbat complexul andezitic-latiandezitic, sînt alcătuite din roci care diferă între ele atît prin caracteristicile lor macroscopice cît și prin cele microscopice. Compozițiile lor chimice (tab. 42) confirmă neuniformitatea.

TABELUL 42

Compoziția chimică (%) a rocilor banatitice

	Proba		
	463	372	305
SiO_2	66,03	67,61	69,55
TiO_2	0,42	0,34	0,47
Al_2O_3	16,66	14,32	13,30
Fe_2O_3	2,36	2,46	2,51
FeO	2,17	0,64	2,17
MnO	0,12	0,04	0,09
MgO	1,33	0,08	0,09
CaO	3,52	4,84	1,30
Na_2O	5,15	3,99	3,85
K_2O	2,05	0,78	4,38
H_2O^+	0,45	2,51	1,02
H_2O^-		1,79	0,75
Total	100,26	99,40	99,48

Institutul Geologic al României

Indicii de solidificare (SI) și diferențiere (DI)

	SI	DI	
463	10,2	74,9	latit cuarțifer
372	1,0	74,8	granit
305	0,7	56,2	diorit-granodiorit

Valorile parametrilor Niggli (tab. 43) reflectă aceeași situație, indicînd trei tipuri de magme diferite între ele : farsunditică, trondhjemitică și yosemitit-granitică. Aceste tipuri de magme sînt obișnuite prin-

TABELUL 43

Parametri Niggli pentru rocile banatitice

	si	al	fm	c	alk	k	mg	Q	L	M	Tip de magmă
463	258	38,3	22,3	14,8	24,6	0,21	0,35	47	45	8	Farsunditică
372	331	41,2	12,3	25,3	21,2	0,11	0,05	57	38	5	Trondhjemitică
305	354	39,7	19,9	7,0	33,3	0,43	0,03	53	38	9	Yosemitit-granitică Adamelitică

tre cele care corespund rocilor din provincia banatitică din Munții Apuseni (C i o f l i c a și S a v u, 1962 ; C i o f l i c a, 1964 ; G i u ș c ă et al., 1966 ; B o r d e a și D i m i t r e s c u, 1966 ; I a n o v i c i et al., 1969).

După modul în care se dispun analizele în diagrama QAP (fig. 9) cît și în funcție de parametri petrochimici Niggli și ținîndu-se cont

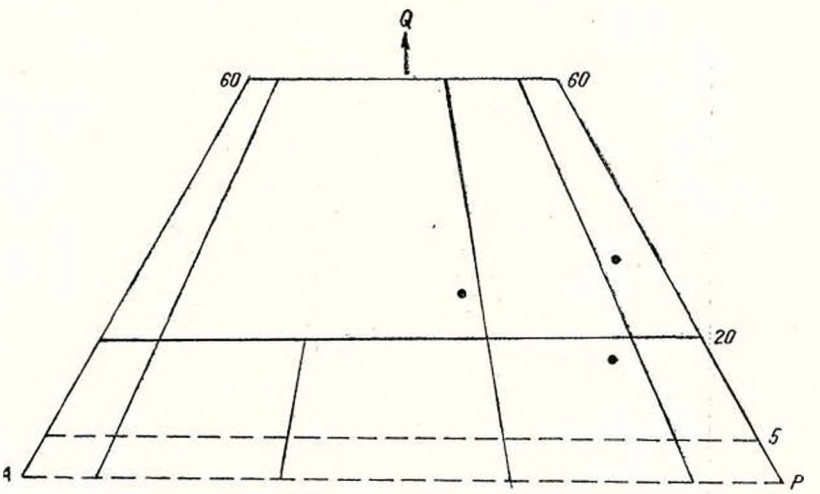


Fig. 9. — Secțiune prin diagrama Q-A-P (S t r e c k e i s e n).
Section à travers le diagramme Q-A-P (S t r e c k e i s e n).

Institutul Geologic al României

de caracteristicele mineralogice și petrografice, rocile banatitice au fost clasificate astfel : 463-latiandezit cuarțifer, 372-porfir tonalitic și 305-porfir granitic (tab. 44).

TABELUL 44

Compoziția normată (%) a rocilor banatitice

	q	*or*	*ab*	*an*	*di*	*hy*	*mt*	*hm*	*il*	*Q*	*A*	*P*	*M*
463	16,91	12,00	46,20	16,27	0,96	4,50	2,16	—	0,58	19	13	68	7,9
372	31,74	4,90	38,20	20,02	0,48	2,00	0,93	1,21	0,50	34	5	61	34
305	26,21	26,95	3,00	5,58	0,88	0,96	2,75	—	0,68	28	29	43	45

IV. PETROGENEZA

IV.1. **Apartenența la serie**

Caracteristicile mineralogice ale vulcanitelor mezozoice din munții Trascău conturează două grupe de roci diferite. Exceptînd rocile bazice (bazalte, microgabbrou și spilite) și unele andezite și latiandezite, pe motivul neîncrederii pe care o prezintă analizele chimice disponibile, atunci într-o primă aproximație putem distinge următoarele două serii : prima care grupează andezitele, dacitele și riolitele ; a doua cu caracter alcalin în care se grupează latiandezitele, trahitele alcaline și riolitele alcaline.

Indicațiile oferite de parametri Niggli aduc argumente suplimentare în susținerea acestui punct de vedere. Tipurile de magme corespunzătoare fac posibilă gruparea pe de o parte a unor roci calco-alcaline iar pe de altă parte a rocilor cu caracter alcalin-sodic. Magmelor calco-alcaline le corespund andezitele, dacitele și riolitele, în timp ce latiandezitelor, trahitelor alcaline și riolitelor alcaline le revin tipuri de magme alcaline-sodice.

Pentru un control cantitativ al caracterului de serie, R i t t m a n n (1953) a propus indicele a cărui valoare este dată de ecuația empirică :

$$\sigma = (Na_2O+K_2O)^2/(SiO_2—43)$$

Adoptînd acest indice în interpretare, s-a calculat valoarea sa pentru fiecare analiză în parte, corespunzătoare unei lave, valorile fiind prezentate în tabelul 45.

Din valorile prezentate în tabel se remarcă că multe dintre andezite (10) au un caracter puternic calco-alcalin, variațiile fiind legate de prezența în unele cazuri a caracterului calco-alcalin extrem (1), mediu (5), slab (3) sau chiar alcalin-sodic slab (1). Pentru compoziția

Institutul Geologic al României

TABELUL 45

Valorile σ și caracterul de serie al lavelor

Nr.	σ	Caract. de serie	Nr.	σ	Caract. de serie
Andezite					
179	2,22	Ccm	259	1,46	Ccp
470	3,60	Ccs	370	1,44	Ccp
467	1,66	Ccp	290	1,25	Ccp
244	1,88	Ccm	231	3,66	Ccs
357	1,79	Ccp	205	6,21	Ans
198	1,42	Ccp	4	0,91	Ccex
408	1,37	Ccp	13	1,29	Ccp
266	1,36	Ccp	25	0,59	Ccex
417	1,99	Ccm	381	3,61	Ccs
274	1,85	Ccm	479	2,41	Ccm
MAT	2,01	Ccm	MAN	2,04	Ccm
Latiandezite					
162	4,81	Tr	409	2,39	Ccm
189	9,89	Anm	270	2,26	Ccm
397	3,46	Ccs	471	3,95	Ccs
427	3,03	Ccs	265	2,78	Ccm
364	3,71	Ccs	211	5,42	Ans
425	3,07	Ccs	478	4,66	Tr
398	3,54	Ccs	480	4,07	Tr
442	2,73	Ccm	MLaT	3,31	Ccs
178	2,82	Ccm	MLaT	2,92	Ccm
434	2,20	Ccm			
Dacite					
159	2,49	Ccm	350	1,82	Ccm
164	2,75	Ccm	MDT	2,55	Ccm
328	3,91	Ccs	MDN	1,40	Ccp
Trahite alcaline					
336	2,94	Ccm	368	4,08	Tr
330	4,57	Tr	264	3,31	Ccs
333	9,09	Anm	MTaT	3,92	Ccs
351	3,54	Ccs	MTaN	7,70	Anm
319	4,42	Tr			
Riolite					
291	3,55	Ccs	263	3,31	Ccs
462	3,94	Ccs	MRT	3,36	Ccs
262	4,13	Aks	MRN	2,27	Ccm
407	2,25	Ccs			
Riolite alcaline					
402	3,14	Ccs	35	0,82	Ccex
484	3,15	Ccs	MRaT	1,99	Ccm
34	1,69	Ccp	MRaN	2,49	Ccm

Cc = calco-alcalin ; Ak = alcalin-potasic ; Tr = tranziție ; ex = extrem ; p = puternic ; m = mediu ; s = slab.

Institutul Geologic al României

chimică medie a andezitelor din munții Trascău valoarea lui σ corespunde rocilor cu caracter calco-alcalin mediu. În cazul latiandezitelor valorile σ confirmă în mare parte tipurile de magme determinate prin metodologia Niggli, care aveau atît caracter calco-alcalin cît și alcalin-sodic. Cu toate că pentru unele latiandezite caracterul calco-alcalin continuă să se mențină, el nu mai este la fel de pronunțat ca în cazul andezitelor. Se remarcă prezența a 7 cazuri de caracter calco-alcalin mediu, 6 de caracter calco-alcalin slab, cît și prezența unor tipuri de tranziție (3), sau chiar prezența caracterului alcalin sodic slab (1) și mediu (1). Valoarea σ pentru MLaT indică caracterul calco-alcalin slab.

Dacitele se prezintă ca roci cu caracter calco-alcalin mediu, situație corespunzătoare și pentru MDT.

Trahitele alcaline au caractere diferite și anume : calco-alcalin mediu (1), slab (2), de tranziție (3) și alcalin sodic (1).

Riolitele manifestă în general caracter de serie calco-alcalină slabă și surprinzător la prima vedere riolitele alcaline au pe ansamblu caracter calco-alcalin mediu.

Sintetizînd se poate afirma că pe ansamblu vulcanitele studiate au caracter de serie calco-alcalin mediu sau slab cu unele tendințe de trecere spre o serie alcalină. Prezența tipurilor de magme din două serii diferite în cazul latiandezitelor, de asemenea și valorile σ pentru aceleași roci, cît și faptul că σ are în cazul trahitelor alcaline valori de trecere, sau revenirea riolitelor alcaline la tipuri de magme calco-alcaline, confirmate de valorile lui σ, converg toate spre ideea că cele două serii de roci au fost generate de o singură magmă care avea caracter calco-alcalin.

Pe baza tuturor datelor de ordin petrochimic se poate admite că seria calco-alcalină este reprezentată prin linia : andezit-dacit-riolit, pe cînd cea alcalină-sodică prin latiandezit-trahit alcalin-riolit alcalin.

Valorile indicelui Peacock sînt apropiate pentru cele două serii, cea alcalină avînd $i = 55{,}2$, corespunzînd clasei calco-alcalină a lui Peacock, seriei calco-alcaline revenindu-i un $i = 58{,}4$ valoare ce se încadrează în clasa alcali-calcică.

Din punct de vedere petrochimic diferența dintre cele două serii nu este netă, mai mult termenii finali ai seriei alcaline (riolitele alcaline) tind să revină la caracter calco-alcalin.

O situație foarte asemănătoare a fost descrisă de Savu (1962) în regiunea Troaș-Pîrnești (munții Drocea) unde vulcanitele kimmerice noi au fost grupate în două complexe ; în cadrul celui de al doilea complex distingîndu-se : *(a)* seria dată de bazalt-andezit-dacit-riolit, caracteristică unei provincii calco-alcaline ; *(b)* o serie dată de bazalt-limburgit-spilit-oligofir-trahiandezit-trahit, încadrată în seria magmelor alcali-potasice.

Cele două serii semnalate mai sus, pe teritoriul munților Trascău sînt echivalente cu cele prezentate de Savu (1962) în munții Drocea, în ceea ce privește etapa de manifestare a vulcanismului. În munții

Institutul Geologic al României

Trascău este dificil de precizat care dintre rocile bazice prezente aparţin seriei calco-alcaline şi care seriei alcaline.

Savu (1962) susţine că vulcanitele kimmerice noi aparţin unei largi provincii petrografice, cu extindere posibilă şi în partea estică a catenei alpine, la care participă roci din seriile calco-alcalină, alcalină şi de tranziţie. Ianovici et al. (1969) recunosc existenţa acestei provincii petrografice mixte pe teritoriul munţilor Mureşului. Caracteristicile petrologice şi petrochimice ale vulcanitelor mezozoice din extremitatea NE-ică a munţilor Trascău, ne îndreptăţesc să admitem că provincia petrologică mixtă, aşa cum a fost întrevăzută de Savu (1962), se extinde şi în aria menţionată, unde cele două asociaţii de roci, andezit-dacit-riolit şi latiandezit-trahit alcalin-riolit alcalin, sînt bine reprezentate.

Savu (1962) a argumentat caracterul submarin al vulcanismului în regiunile studiate. În ceea ce priveşte condiţiile în care a evoluat vulcanismul din NE-ul munţilor Trascău ele pot fi apreciate din natura şi trăsăturile caracteristice ale produselor generate. Un prim element, hotărîtor, este prezenţa resturilor de radiolari în tufurile andezitice, fapt care atestă o mare suficient de adîncă. În acelaşi sens pledează şi stratificarea constatată în cazul tufurilor şi aglomeratelor. Sortarea particulelor vitroclastice, vizibilă la tufuri, s-a putut realiza numai într-o mare suficient de adîncă. Lipsa unor sedimente interstratificate între rocile complexului andezitic-latiandezitic, sau chiar între aglomeratele şi tufurile riolitice, sînt în favoarea unei zone de erupţii submarine, situată la o depărtare suficientă de marginea continentală. Observaţiile permit, chiar, să se aprecieze că vulcanismul a funcţionat în tot timpul existenţei sale în condiţii submerse, edificiul format din extruderea repetată a materialului vulcanic a ajuns în apropierea suprafeţei marine doar în perioada finală a existenţei sale, cînd aveau loc ultimele expulzări de cenuşi riolitice, timp în care a început şi depunerea calcarelor de Stramberg.

Aceste caracteristici de mediu şi asociaţiile de roci rezultate permit unele paralelizări cu foste sau actuale zone vulcanice oceanice. În insula Samoa din Oceanul Pacific sînt prezente, pe lîngă bazalte olivinice predominante, în asociaţie, andezite, andezite cu oligoclaz şi local trahite cuarţifere. Asocierea bazaltelor olivinice cu cantităţi minore de fonolite şi trahite este caracteristică pentru insulele vulcanice din oceanele Atlantic, Indian cît şi în regiunea intra-pacifică (Turner si Verhoogen, 1967). În insula Ascension situată pe creasta submersă a Atlanticului sînt prezenţi membri trahitici care trec în riolite, în care sodiul predomină comparativ cu potasiul. Ocurenţele menţionate sînt raportate la asociaţia bazaltului olivinic din oceane, care prezintă multe caracteristici identice cu bazaltul olivinic din mediul continental (Turner şi Verhoogen, 1967). În provincia Brito-Arctică, în insula Mull, pe lîngă cantităţile imense de bazalte olivinice alcaline şi lave tholeitice, sînt prezente, local, curgeri de mugearite, trahite, andezite

Institutul Geologic al României

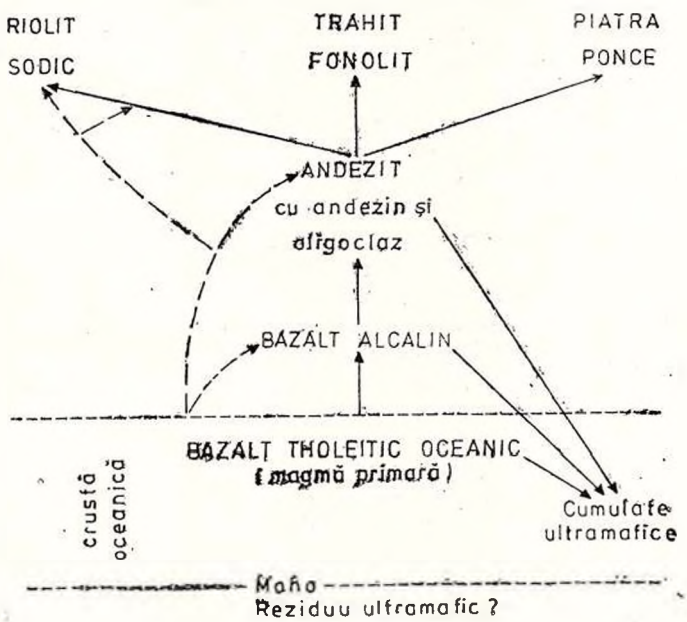
și riolite. În Skye este prezentă o serie de lave și de tufuri acide și intermediare cu grosime totală de 2000 picioare (cca 600 m). În Islanda se remarcă abundența rocilor granitice și riolitice acide și raritatea tipurilor intermediare andezitice.

IV.2. **Problema magmei generatoare**

Atît datele petrografice cît și cele petrochimice, prezentate pînă aici, pot servi ca punct de plecare în aprecierea magmei (magmelor) răspunzătoare de formarea celor două serii de roci semnalate.

Pînă de curînd majoritatea petrologilor admiteau existența mai multor tipuri de magme ca fiind magme parentale. Acestea erau explicate ca formîndu-se în anumite condiții termodinamice, existente la diferite niveluri, în mantaua peridotitică presupusă a avea o compoziție chimică heterogenă.

Turner și Verhoogen (1960), în acord cu alți cercetători, admiteau existența a două tipuri de magme primare, formate prin fuziunea fracționată a mantalei cristaline la diferite niveluri. Se presupunea că magmele tholeitice se formau la adîncimi mai mici de 100 km, pe cînd cele bazalt-olivinic-alcaline la adîncimi mai mari. Cele două magme puteau genera prin diferențiere și cristalizare vulcanică o gamă largă de roci. În opoziție cu opinia de mai sus Engel et al. (1965) susțin pe baza argumentelor geochimice și a relațiilor de teren, că bazaltele



Institutul Geologic al României

alcaline sînt roci derivate, fracționate din tholeite oceanice prin procese de diferențiere magmatică. În concepția acestora tholeitul oceanic ar reprezenta principala sau unica magmă primară, generată în mantaua superioară. Din aceasta prin diferențiere, după schema de mai sus, se pot forma diferite roci eruptive oceanice.

Prin cercetările sale Kuno (în Hess, 1967) a adus contribuții remarcabile în lămurirea genezei și diferențierii magmelor bazaltice primare. Kuno admite existența a trei tipuri de magme bazaltice primare, fiecare cu o geneză independentă, provenite prin topirea parțială a materialului peridotitic din manta, la presiuni diferite, astfel : magma tholeitică la 100 km, cea bazaltică aluminoasă la 200 km și cea bazalt-olivinic alcalină la peste 250 km. Diferențierea celor trei magme conduce la apariția unor asociații caracteristice de roci.

Gilluly (1971) susține că diferențiatele trahitice și riolitice care apar asociate, în cantități infime, cu bazaltele în insulele medio-oceanice, pot fi explicate ca formîndu-se prin diferențierea magmei într-o cameră situată la un nivel înalt în edificiul vulcanic, magmatismul acestor zone nefiind înrudit cu vreo margine de placă așa cum se susținea.

Savu (1962, 1967) a derivat rocile neokimmerice din munții Drocea dintr-o magmă tholeitică, care posibil să fi fost contaminată cu material sialic, punct de vedere adoptat și de Ianovici et al. (1969). Datele de ordin geochimic, obținute mai tîrziu, i-au determinat pe Savu și Udrescu (1973) să confirme descendența rocilor bazice ale primului stadiu dintr-o magmă tholeitică, în timp ce rocile aparținînd stadiului al doilea ar proveni din magme hibride sau chiar acide. Aceste magme au origini diferite.

Herz et al. (1973) au studiat ofiolitele și rocile înrudite din munții Drocea pe baza valorilor raporturilor izotopice Sr^{87}/Sr^{86} și a raporturilor K/Rb. Conform acestor date suita ofiolitică — ultramafite, gabbrouri, bazalte — are originea legată de un tholeit oceanic și de mantaua superioară. Granofirele și ortofirele asociate intim ofiolitelor, au conținutul de Rb similar cu cel al multor ofiolite. Conținutul lor ridicat în K este explicat prin diferențierea avansată și cristalizarea fracționată a magmelor tholeitice. În lumina acestor date, ofiolitele au fost generate într-un mediu oceanic, pe cînd unele roci mai acide au putut fi contaminate, într-o măsură redusă, de către crusta continentală.

Datele existente privitoare la vulcanitele din munții Trascău nu permit o apreciere a caracterului magmei care a generat rocile reprezentînd suita ofiolitică (microgabbrouri, bazalte, spilite) și nici eventualele raporturi dintre această magmă și cea care a generat cele două serii de roci semnalate, chiar dacă între primele roci și secundele se manifestă o discontinuitate de conținut. În cazul în care s-ar încerca o corelație a volumului actual al rocilor celor două serii cu vreo magmă bazaltică, atunci produsele bazice ar trebui să apară în volume însemnate, ceea ce nu se întîmplă în munții Trascău, dar este caracteristic în ariile oceanice. Atît cît permit datele petrochimice disponibile, oferă

Institutul Geologic al României

o posibilitate de apreciere a naturii topiturii (topiturilor) răspunzătoare de apariția celor două serii. Unele dintre acestea, cum ar fi tipurile de magme sau caracterul de serie, sugerează o magmă unică ca fiind sursa generatoare a celor două serii. Pe de altă parte există indicații favorabile în susținerea a două magme diferite, una calco-alcalină și o a doua alcalină, care prin evoluții independente, au generat cîte o serie caracteristică. În favoarea existenței a două magme distincte stau alternanțele dintre produsele andezitice și latiandezitice cît și existența a doi termeni finali, riolitul și riolitul alcalin, cu compoziții mineralogice și chimice ușor diferite. Diagrama SiO_2—Na_2O+K_2O (fig. 10) oferă o dovadă în plus în favoarea acestei posibilități. Prin dispunerea lor, în această diagramă, rocile apar ca fiind descendente din două magme diferite. Seria calco-alcalină pare a fi derivată dintr-o magmă bazaltică aluminoasă, pe cînd cea alcalină dintr-o magmă bazalt-olivinic alca-

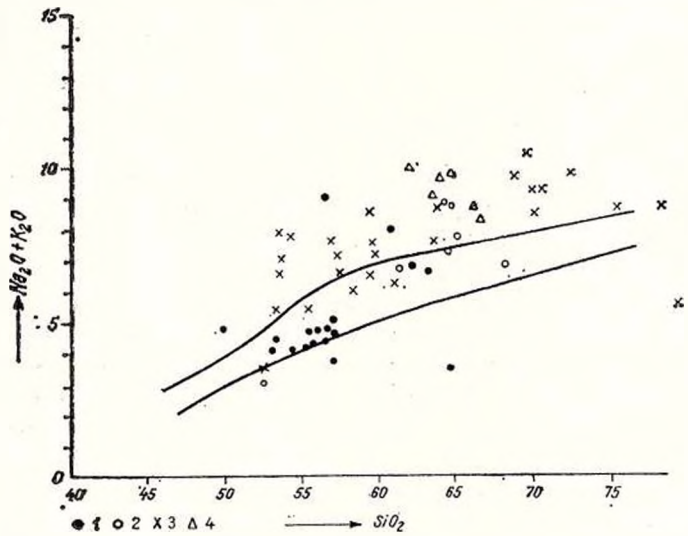


Fig. 10. — Diagrama SiO_2—Na_2O+K_2O.
1, andezite ; 2, dacite ; 3, latiandezite, riolite și riolite alcaline ; 4, trahite alcaline.
Diagramme SiO_2—Na_2O+K_2O.
1, andésites ; 2, dacites ; 3, latiandésites, rhyolites et rhyolites alcalines ; 4, trachytes alcalines.

lină. Unele abateri de la cîmpurile conturate de K u n o (1967) ale căror limite au fost păstrate în diagramă, sînt date de rocile afectate de procese secundare.

Admițînd că cele două serii de roci au fost generate de două topituri diferite, este de așteptat ca unii dintre termenii inițiali, respec-

Institutul Geologic al României

tiv andezite şi latiandezite, care se prezintă ca roci mai puţin diferenţiate şi afectate de procese secundare, să ofere informaţii asupra compoziţiei iniţiale a celor două topituri.

În cazul andezitelor atenţia se opreşte asupra acelora cu orto- şi clinopiroxen, acestea fiind cele mai abundente şi deci prezintă şansa cea mai mare de a reflecta compoziţia topiturii iniţiale. Se admite că atît indicele de solidificare *(SI)* cît şi indicele de diferenţiere *(DI)* arată stadiul de evoluţie al unei magme. Într-adevăr pornind de la valorile acestor indici depistăm în rîndul andezitelor cu orto- şi clinopiroxen (tabelele 15 şi 18) analizele care indică magme în stadii mai puţin avansate de evoluţie, acestea fiind : 231 (*SI* = 28, *DI* = 42), 417 (*SI* = 28, *DI* = 45) şi 370 (*SI* = 26, *DI* = 43). Faptul că ele reprezintă roci mai puţin diferenţiate se confirmă prin aceea că poziţia lor în structura vulcanică se situează în părţile mai de jos, deci sînt produse mai timpurii ale activităţii vulcanice. Tipurile de magmă corespunzătoare acestor roci sînt gabbro-dioritice pînă la leucogabbroide şi admitem că acestea exprimă compoziţia iniţială a topiturii care a generat seria calco-alcalină.

Aplicînd aceleaşi criterii şi pentru latiandezite, apar ca mai puţin diferenţiate acelea a căror compoziţie este redată prin analizele : 473 (*SI* = 21, *DI* = 61), 409 (*SI* = 19, *DI* = 62), 189 (*SI* = 19, *DI* = 63), 471 (*SI* = 18, *DI* = 59) şi 442 (*SI* = 20, *DI* = 62) (tabelele 19 şi 22) la care, conform valorilor parametrilor Niggli, corespund magme de la cuarţ-dioritică la sienitică-sodică.

Admiterea celor două magme diferite în generarea vulcanitelor din munţii Trascău nu exclude următoarele posibilităţi : *(a)* magma alcalină să provină din cea calco-alcalină prin fracţionare şi contaminare ulterioară cu material crustal bogat în K ; *(b)* cele două magme să provină prin diferenţierea unei magme bazaltice unice ; *(c)* acestea să provină fiecare dintr-o magmă bazaltică diferită, soluţie admisă de unii cercetători pentru mediul oceanic. Cercetările ulterioare vor putea aduce argumente în favoarea uneia dintre acestea posibilităţi.

Pornind de la cele două tipuri de magme se poate reconstitui sensul lor de evoluţie, care a condus la apariţia celor două serii de roci.

Relaţiile dintre principalele faze minerale ale diferitelor roci cît şi existenţa filoanelor andezitice şi latiandezitice cu aceeaşi compoziţie mineralogică ca a rocilor din curgerile de lave, dar cu un chimism uşor modificat, indică ca principal proces în evoluţia magmelor, cristalizarea fracţionată. Acest proces este posibil să se fi desfăşurat în camere magmatice amplasate la baza crustei oceanice cu o grosime redusă, unde existenţa unei faze fluide, în special apa, a jucat un rol determinant atît în apariţia unor faze minerale cît şi în succesiunea momentelor explozive şi efuzive care au asigurat o fracţionare gradată, exprimată în timp prin apariţia unor diferenţiate cu compoziţie tot mai îndepărtată de cea a topiturilor iniţiale.

Institutul Geologic al României

IV.3. Diferențierea magmelor

Procesele implicate în evoluția celor două magme au dus la apariția unor diferențiate variabile în chimism și compoziție mineralogică.

Magma gabbro-dioritică-leucogabbroidă a generat în diferite etape andezite, dacite și riolite, diferențiate ce alcătuiesc o asociație caracteristică de roci. Procesul care a generat cei trei termeni a avut un caracter gradat, de trecere continuă între aceștia. Chiar în cadrul aceluiași termen, andezitul spre exemplu, se constată în chimism treceri gradate spre roci cu conținut tot mai ridicat în SiO_2 și alcalii, în timp ce conținutul de MgO, Fe total și chiar CaO scad treptat. Trecerea de la andezit la dacit nu este tranșantă, între acestea existînd o continuitate în compoziția chimică. Aceste relații existente în chimism sînt reflectate, în alcătuirea mineralogică a rocilor, printr-o uniformitate destul de pronunțată a fazelor minerale separate, care în general au o participare cantitativă relativ redusă.

În ceea ce privește direcția de evoluție a topiturii cuarț-dioritică-sienitică-sodică, se poate afirma că a decurs paralel, dar nu identic cu prima, în sensul că diferențiatele pe măsura fracționării magmei erau tot mai acide și mai bogate în alcalii, reflectînd compozițiile fracțiunilor succesive de topituri din care au cristalizat. Cu unele abateri și în acest caz cristalizarea fracționată a avut un curs continuu, generînd ca diferențiate latiandezitul, trahitul alcalin și riolitul alcalin. În ambele cazuri termenii finali, riolitul și riolitul alcalin și chiar trahitul alcalin, prin unele caracteristici, se prezintă ca corespondente ale unor topituri reziduale bogate în alcalii și silice, din care s-au separat cantități reduse de fenocristale și acestea reprezentate în special prin plagioclaz.

Particularitățile și sensurile evoluției celor două magme sînt prezentate în cele ce urmează, pe baza procedeelor obișnuite.

Diagrama al-alk (fig. 11) oferă o primă imagine asupra cursului diferențierii celor două magme. În prima fază magma calco-alcalină a

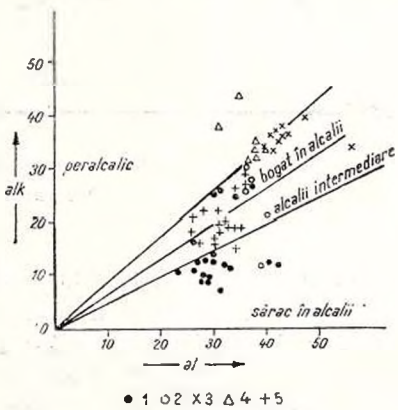


Fig. 11. — Diagrama al-alk.
1. andezite ; 2, latiandezite ; 3, dacite ; 4, trahite alcaline ; 5, riolite alcaline și riolite.

Diagramme al-alk.
1. andésites ; 2, latiandésites ; 3, dacites ; 4. trachytes alcalines ; 5, rhyolites alcalines et rhyolites.

Institutul Geologic al României

generat andezite, roci sărace în alcalii, care tind treptat spre linia despărțitoare de cîmpul cu conținut intermediar în alcalii.

Dacitele sînt dispersate în cîmpurile cu conținut intermediar și bogat în alcalii. Diferențiatele riolitice prin poziția lor limită indică caractere de roci cu conținut bogat în alcalii cu tendință spre domeniul peralcalic. Tendința este aceeași în cazul magmei alcaline, cu deosebirea că primele diferențiate au caracteristica rocilor cu conținut intermediar sau bogat în alcalii, în timp ce diferențiatele medii, trahitele alcaline, se situează pe poziții extreme în cîmpul peralcalic. Riolitele alcaline, ultimele diferențiate ale magmei alcaline, manifestă tendință spre roci cu conținut bogat în alcalii.

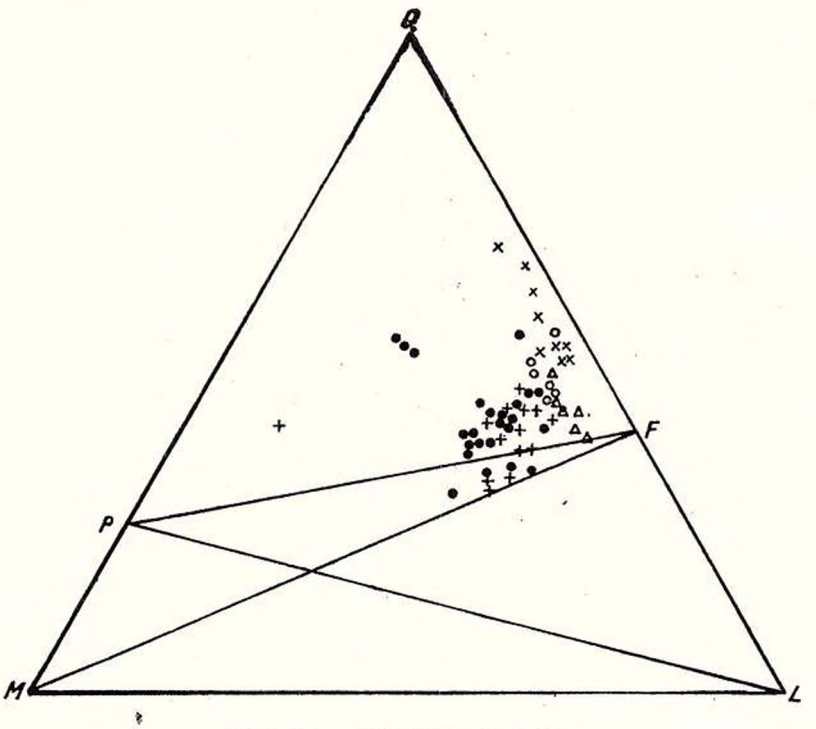


Fig. 12. — Diagrama Q-L-M.
Diagramme Q-L-M.

Diagrama QLM (fig. 12) subliniază tendința de concentrare tot mai accentuată a alcaliilor în topiturile succesive, descendente din cele două magme. Puține dintre andezite și latiandezite manifestă un caracter subsaturat dispunîndu-se sub linia PF, treptat însă dispunerea lor depășește această linie cu tendință de apropiere spre latura QL. Se

Institutul Geologic al României

ajunge ca prin dispunerea termenilor finali în apropierea laturii QL să se indice predominanța alcaliilor și silicei în compoziția acestora, indicînd rolul important al mineralelor leucocrate. Diagrama reliefează o caracteristică comună riolitelor și riolitelor alcaline care constă într-o îmbogățire însemnată în silice, arătînd caracterul avansat al diferențierii. Un alt aspect care reiese din dispunerea strînsă a punctelor (cu excepția a trei andezite și a unui latiandezit), este acela că topiturile aflate în diferite etape ale diferențierii, nu au fost modificate în compoziție, într-o măsură sesizabilă, prin contaminarea cu material din crustă.

Diagrama al-fm (fig. 13) subliniază, odată în plus, sensul unic al diferențierii celor două magme, cît și caracteristicile diferențiatelor succesive rezultate. Punctele se dispun strîns în jurul unei direcții diagonale, cu punct de plecare în apropierea cîmpului semifemic, trecînd peste cîmpul izofal și străbate apoi zona subfemic-salică. În această

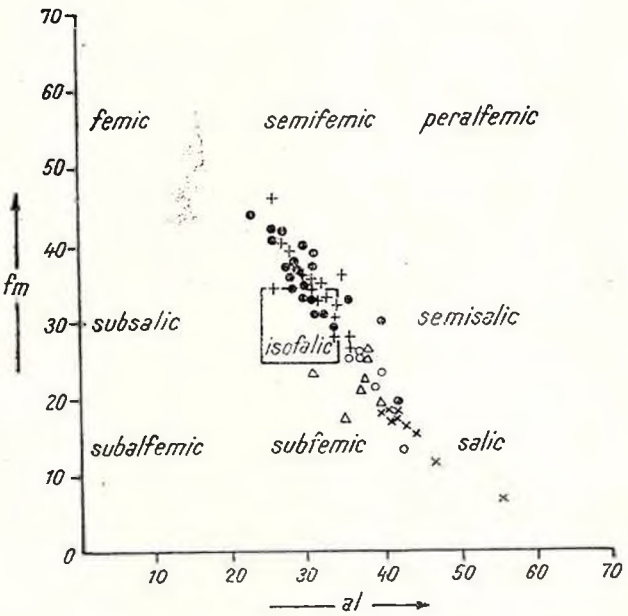


Fig. 13. — Diagrama al-fm.
Diagramme al-fm.

interpretare multe dintre rocile celor două serii au tendință izofală însă se deosebesc astfel : andezitele și latiandezitele au caracter în general semifemic, parțial izofal, dacitele au caracter semisalic, iar trahitele alcaline au caracter subfemic. Riolitele manifestă tendință salică pe cînd riolitele alcaline au caracter pronunțat salic.

Institutul Geologic al României

Diagrama $MgO—FeO+Fe_2O_3—N_2O+K_2O$ (fig. 14) evidențiază, prin forma curbei, că magma gabbro-dioritică-leucogabbroidă a urmat calea tipică a unei magme calco-alcaline supusă diferențierii. Andezitele se dispun dispersat în jurul capătului de plecare al curbei, oferind un

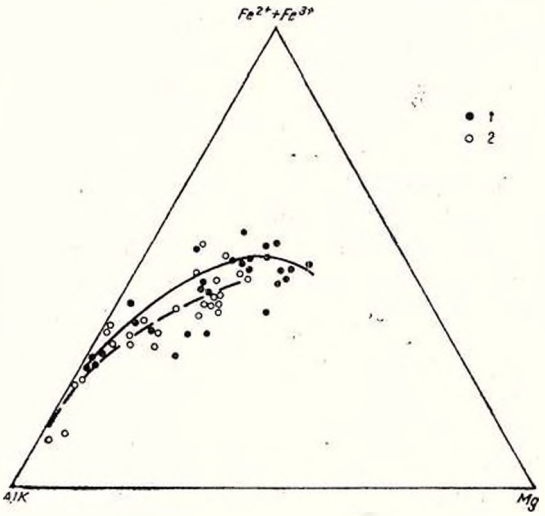


Fig. 14. — Diagrama $Mg—Fe^{2+}+F^{3+}$ — Alk.
1, seria calco-alcalină ;
2, seria alcalină.
Diagramme $Mg—Fe^{2+}+Fe^{3+}$ — Alk.
1, série chalco-alcaline ;
2, série alcaline.

argument suplimentar că o parte din acestea exprimă într-o oarecare măsură compoziția magmei generatoare. Ușoara inflexiune a curbei, spre colțul $FeO+Fe_2O_3$, este determinată de andezitele din primele faze ale diferențierii, în care s-au realizat ușoare concentrări în minerale

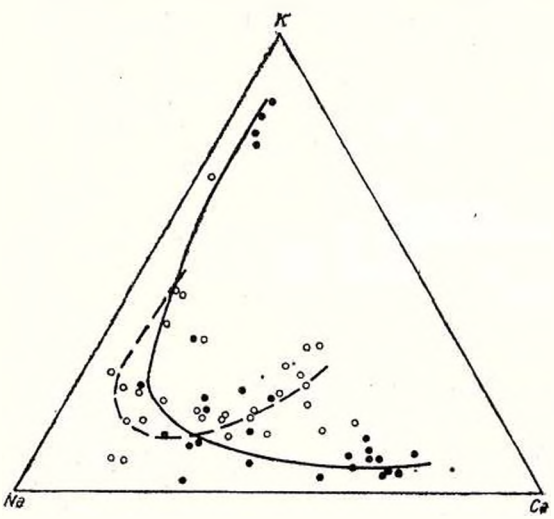


Fig. 15. — Diagrama Ca-K-Na.
Diagramme Ca-K-Na.

Institutul Geologic al României

femice. Diferențiatele ulterioare imprimă curbei o direcție descendentă spre colțul Na_2O+K_2O, indicînd concentrarea succesivă a alcaliilor spre topiturile finale. În cazul magmei alcaline curba se apropie mult de forma curbelor de acest gen, însă prezintă ca particularitate apropierea simțitoare de colțul Na_2O+K_2O, determinată de alcalinitatea ridicată a topiturilor finale.

Diagrama Ca-K-Na (fig. 15) pune în lumină abateri însemnate a curbelor de la formele caracteristice. Deformarea curbelor este dată de andezitele și latiandezitele filoniene în care plagioclazul a fost sensibil afectat de procese secundare, ducînd la o apropiere însemnată a punctelor spre colțul Na-lui. Ca urmare cursul diferențierii celor două magme este denaturat.

O imagine sintetică și foarte sugestivă, asupra evoluției celor două magme pe tot parcursul diferențierii, este oferită de diagramele *SI*-oxizi și *DI*-oxizi (fig. 16). Din variația fiecărui oxid în funcție de indicii de solidificare *(SI)* și diferențiere *(DI)* se reconstituie calea urmată de cele două magme de-a lungul procesului de diferențiere. O primă caracteristică, care se desprinde și din diagramele de mai sus, constă în aceea că ambele magme s-au diferențiat în sensul generării unor topituri și a unor diferențiate tot mai acide și mai alcaline. Unii oxizi, pe măsura înaintării procesului de diferențiere manifestă scăderi continue, datorită legării lor în rețelele cristaline formate mai timpuriu. Ca efect acele elemente care sînt mai puțin admise sau nu dau rețele cristaline stabile, în fazele inițiale ale diferențierii, sînt treptat deplasate și concentrate în lichidele succesive tot mai tîrzii. Se conturează astfel două grupări de elemente cu tendințe antagonice în acumulare. O primă grupare este dată de Si, Na și K, iar a doua Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg și Ca.

Variația SiO_2 atît în funcție de *SI* cît și de *DI* arată o tendință de concentrare progresivă pe parcursul diferențierii celor două magme, ajungîndu-se ca diferențiatele finale, indiferent de caracterul lor de serie, să arate îmbogățiri maxime în acest oxid. Diagrama DI-SiO_2 evidențiază chiar o concentrare bruscă a SiO_2 în diferențiatele ultime. Tendința manifestată de SiO_2 este urmărită de variația K_2O pentru ambele serii și a Na_2O din seria alcalină. Corelarea dintre SiO_2, K_2O și în parte cu Na_2O indică caracterul de topitură reziduală pentru materialul care a generat riolitele, riolitele alcaline și chiar trahitele alcaline.

Cu toate că Al_2O_3 suportă o scădere ușoară pe măsură ce diferențierea înaintează, el rămîne, totuși, cel de al patrulea oxid important al diferențiatelor finale.

Oxizii de Fe arată în funcție de *SI* și *DI* acumulări preferențiale în diferențiatele timpurii, unde sînt legați de fapt ca Fe^{2+} în rețeaua augitului și hiperstenului, scăderea continuă de Fe^{2+} duce la dispariția acestora, în ultimele diferențiate ajungîndu-se la conținuturi neînsemnate. MgO suportă o comportare asemănătoare cu FeO, fiind controlat în conținut de aceleași faze minerale.

CaO se comportă diferit în cele două serii în funcție de *SI*. În seria calco-alcalină în intervalul *SI* = 22—15, unde se găsesc andezitele filoniene cît și cele din ultimele curgeri de lave andezitice CaO

Institutul Geologic al României

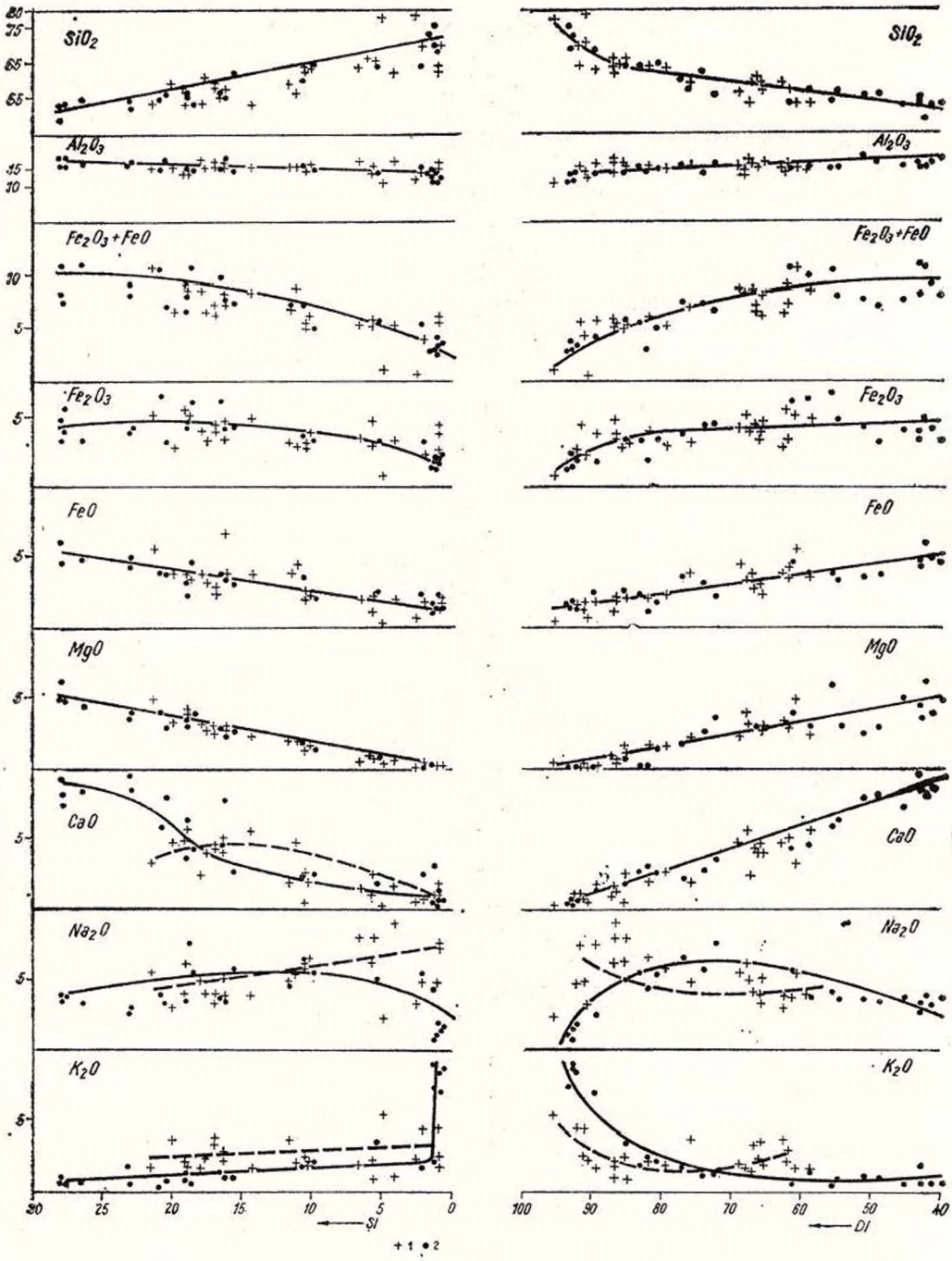


Fig. 16. — Diagramele *SI*-oxizi și *DI*-oxizi.
1, seria calco-alcalină ; 2, seria alcalină.
Diagrammes *SI*-oxydes et *DI*-oxydes.
1, série chalco-alcaline ; 2, série alcaline.

Institutul Geologic al României

scade brusc, în parte datorită proceselor secundare modificatoare ale plagioclazului andezitelor filoniene cît și scăderii conținutului de An al ultimelor andezite. Începînd cu primele diferențiate dacitice (*SI* = 10) cursul CaO este constant descendent pînă în stadiul final al diferențierii.

Comportarea Na_2O și K_2O în timpul diferențierii celor două magme este deosebită, fiind controlată în mod evident de compoziția fazei feldspatice. În seria calco-alcalină Na_2O suportă în primele faze ale diferențierii un curs constant crescător determinînd o compoziție tot mai sodică a plagioclazului diferențiatelor succesive. Cu toate că plaglioclazul diferențiatelor finale, are compoziția cea mai acidă corespunzătoare oligoclazului, conținutul de Na_2O scade brusc indicînd o participare redusă a plagioclazului. În schimb comportarea K_2O în aceleași diferențiate arată acumulări importante, însă fără apariția unui feldspat potasic. În seria alcalină cei doi oxizi alcalini se comportă asemănător, crescînd progresiv pe parcursul diferențierii, astfel că diferențiatele finale ajung să concentreze cantități însemnate ale acestora.

Deci prin comportarea lor oxizii majori ilustrează evoluția chimică a magmelor în diferite momente de evoluție, fiind în dependență reciprocă cu fazele minerale separate. În cazul magmei calco-alcaline, produsele inițiale reprezentate prin andezite (*SI* = 30, *DI* = 40) sînt generate prin precipitarea unui plagioclaz calcic a augitului și hipersten-ului, ceea ce asigură o concentrare a Fe, Mg și Ca pe cînd Na, K și în măsură mai mică Si sînt reținuți în topitură. Pe măsură ce diferențierea avansează Ca este treptat fixat în plagioclazul și clinopiroxenul diferențiatelor anterioare, asigurîndu-se apariția unui plagioclaz mai sodic. Ca este urmărit în conținut de Fe și Mg care sînt fixați în clinopiroxen. Deplasarea spre un plagioclaz cu conținut crescător de component albitic asigură un conținut maxim de Na_2O la *SI* aproximativ 7.

În seria alcalină, în general tendința este aceeași, primele produse, latiandezitele (*SI* = 21, *DI* = 56) prin fazele minerale constituente — plagioclaz, clinopiroxen și hornblendă — acumulează cantitățile cele mai importante de Fe^{2+}, Fe^{3+}, Ca și Mg, pentru ca pe măsură ce cantitățile acestora scad să apară modificări în compoziția fazelor minerale (plagioclaz) sau dispariția lor (clinopiroxen, hornblendă). Se ajunge ca diferențiatele finale (*SI* =1, *DI* = 95) să concentreze Si, Al, Na și K, asociație de elemente tipică pentru topituri reziduale.

Un argument, hotărîtor, care indică ultimele diferențiate : riolite, riolite alcaline și chiar trahite alcaline, ca fiind corespondente ale reziduurilor lichide finale rezultate din diferențierea celor două magme, este că suma mineralelor normative cuarț, ortoză și albit reprezintă cel puțin 85% din compoziția normată a rocii. La riolite și riolitele alcaline suma mineralelor normative amintite depășește 90%. Recalculînd aceste minerale normative la 100 și proiectîndu-le în diagrama $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$—SiO_2 (fig. 17) se obține o dispunere semnificativă a punctelor. Cercetările experimentale au pus în evidență în suprafața $NaAlSiO_4$—$KAlSiO_4$—SiO_2 o zonă caracterizată printr-o depresiune

Institutul Geologic al României

de temperatură, spre care converg toate lichidele pe măsură ce cristalizarea înaintează. Majoritatea riolitelor, riolitelor alcaline și trahitelor alcaline se proiectează în această depresiune de temperatură, îndreptățind pe deplin opinia exprimată mai sus. Mai mult, prin dispunerea punctelor în cîmpul feldspatului alcalin, sau în apropierea lui, se poate

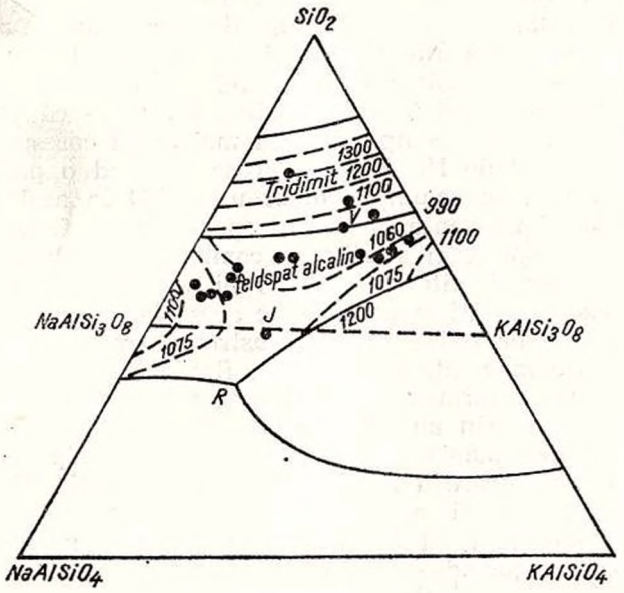


Fig. 17. — Diagrama $NaAlSiO_4$-$KAlSiO_4$-SiO_2.
Diagramme $NaAlSiO_4$-$KAlSiO_4$-SiO_2.

explica, acum, absența fenocristalelor de cuarț din aceste roci. Conținutul ridicat în alcalii din aceste fracțiuni reziduale au favorizat precipitarea feldspatului și nu a cuarțului, acesta fiind instabil în topituri puternic alcaline. Este posibil ca, printr-o diferențiere și mai pronunțată, prin legarea alcaliilor în faza feldspatică să se fi creat condiții de apariție a fenocristalelor de cuarț așa cum indică analizele 34 și 35 (preluate din literatură) prin dispunerea lor în apropierea cîmpului tridimitului.

Imaginea cursului diferențierii celor două magme este completată reconstituind apariția, dispariția și relațiile dintre principalele faze minerale.

În andezite, primele diferențiate ale magmei calco-alcaline, faza cristalizată este determinată în principal de prezența fenocristalelor de plagioclaz urmate de cele de orto- și clinopiroxen. În mod evident în andezitele timpurii plagioclazul are un caracter bazic, avînd compoziția unui bytownit. Relațiile acestuia cu orto- și clinopiroxenul indică o precipitare simultană a celor trei faze, dovedită de incluziunile reciproce sau de concrețerile lor, însă cu predominarea plagioclazului. În timpul diferențierii andezitelor compoziția și temperatura topiturilor au variat, astfel că precipitarea plagioclazului s-a desfășurat în condiții

Institutul Geologic al României

variate. Au existat momente cînd puținii centri de cristalizare au găsit în topitură condiții optime de dezvoltare largă și poate chiar rapidă, sugerată de captarea unor picături de magmă de-a lungul zonelor. De asemenea între topitură și faza cristalizată au intervenit momente de dezechilibru mai mult sau mai puțin pronunțat. În cazuri rare dezechilibrul a fost atît de pronunțat încît s-a realizat o resorbire parțială sau rotunjirea fenocristalelor plagioclazice. În cele mai dese cazuri însă, dezechilibrul a fost mai puțin pronunțat, astfel că s-au creat condiții de formare a unor fenocristale plagioclazice zonate, zonele interne arătînd conținuturi ușor mai ridicate în An decît cele externe. Destul de rar s-au realizat zonări oscilatorii, datorate probabil variațiilor în presiunea fazei de vapori. Prin diferențierea magmei pînă la nivelul andezitelor finale sînt create condiții de precipitare pentru un plagioclaz intermediar de compoziția andezinului. Simultan cu precipitarea fenocristalelor de plagioclaz precipitau si cele de orto- și clinopiroxen. Între ultimul și topitura din care cristaliza au intervenit situații de dezechilibru contracarate de o tendință de acomodare, exprimată prin zonarea cristalelor. Relații de dezechilibru au intervenit și între fenocristalele de orto- și clinopiroxen, aflate în topitura de temperatură ridicată, ceea ce a dus la reacții între aceste două minerale. Cele două minerale au precipitat mult timp împreună, dar în ultimele diferențiate andezitice faza melanocrată este reprezentată doar prin clinopiroxen. Rămîne un semn de întrebare în cazul andezitelor, legat de existența unor incluziuni magnetitice în fenocristalele de plagioclaz, orto- sau clinopiroxen, fapt situat în dezacord cu datele experimentale obținute de Eggler și Burnham (1973). În schimb absența amfibolului din andezite este în acord cu rezultatele cercetătorilor citați mai sus.

Trecerea de la andezite la diferențiatele medii, dacitele, este marcată în compoziția plagioclazului prin continuitate, fapt ce subliniază rolul cristalizării fracționate. În dacite plagioclazul este ușor acid, de compoziția andezinului acid. El este însoțit scurt timp de clinopiroxen care cedează apoi locul hornblendei, prezentă în seria calco-alcalină doar numai în aceste roci. Schimbarea în compoziție a feldspatului plagioclaz la trecerea spre diferențiatele finale se face de asemenea gradat.

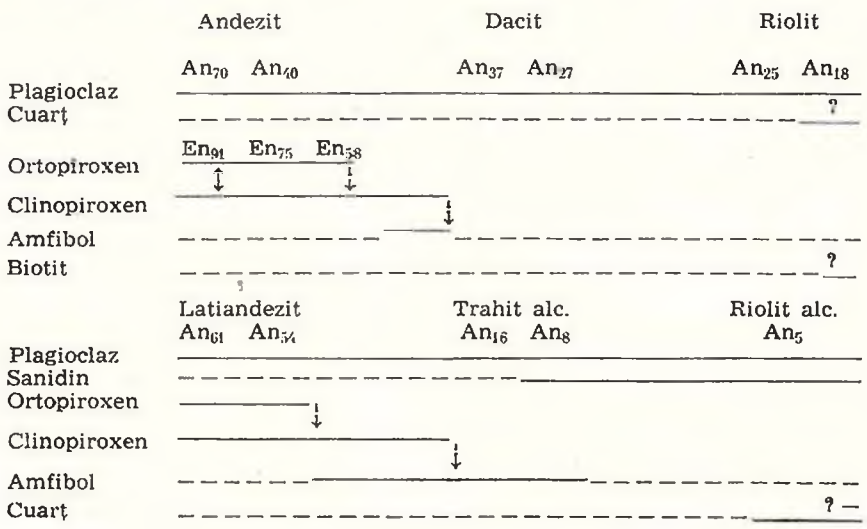
În seria alcalină diferențierea magmei debutează prin cristalizarea fracționată a labradorului (61% An), clinopiroxenului și scurt timp a hiperstenului. După dispariția ultimului apare hornblenda ca fază minerală melanocrată principală pentru latiandezite. Pe măsură ce diferențierea avansează, prin cristalizare fracționată se separă un plagioclaz tot mai acid cu incluziuni de sticlă, care se găsesc în relații de dezechilibru cu topitura cu conținut ridicat în alcalii, în special Na_2O, fapt dovedit de compoziția normată a rocilor. Determinările optice pentru conținutul de An indică între plagioclazul latiandezitelor și cel al trahitelor alcaline un interval de discontinuitate între limitele 54—16% An. Este posibil ca acesta să fie datorat în mai mică măsură albitizării secundare a plagioclazului trahitelor alcaline, dar să fie determinat de concentrarea excesivă a Na_2O în topiturile trahitice, care au dus direct la precipitarea unui plagioclaz mai sodic. În acest sens se

Institutul Geologic al României

poate apela la discordanța dintre valorile conținutului de An determinat optic și cel care reiese din compoziția normată. În rocile în care plagioclazul determinat optic corespunde la 54% An, compoziția normată arată doar 30% An. Între topituri și fenocristale s-au manifestat relații de instabilitate. De aceea clinopiroxenul este uneori zonat, iar hornblenda, destul de rar, apare resorbită sau cu conture rotunjite.

În trahitele alcaline alături de plagioclaz și hornblendă continuă să precipite scurt timp clinopiroxenul. Diminuarea și dispariția clinopiroxenului se pare că este urmată de apariția imediată a sanidinei, fază minerală importantă pînă la sfîrșitul diferențierii. Prin trecerea de la trahite la riolite alcaline numărul fazelor cristaline se micșorează prin dispariția hornblendei, astfel că plagioclazul și sanidina rămîn singurele faze importante pînă la sfîrșitul diferențierii. Plagioclazul manifestă o trecere gradată în compoziție spre riolite alcaline, ajungînd în acestea la compoziția extremă albitică. Schematic succesiunea cristalizării fracționate este redată în schema de mai jos.

Din variațiile în chimism și în fazele minerale precipitate se desprinde aspectul esențial al diferențierii celor două magme. Diferențierea a fost controlată în mod principal de cristalizarea fracționată a fazei feldspatice. Prin cristalizarea acesteia lichidele succesive se îmbogățeau progresiv în alcalii, astfel că lichidele reziduale din stadiile finale conțineau cantități însemnate din aceste elemente. Lichidele reziduale ale magmei calco-alcaline conțineau cantități importante de K_2O pe cînd cele ale seriei alcaline conțineau Na_2O (trahite alcaline) și în final Na_2O și K_2O (riolitele alcaline). Îmbogățirea progresivă a lichidelor succesive în alcalii a avut efect asupra temperaturii de cristalizare, deplasînd-o spre valori tot mai mici, ceea ce a favorizat o diferențiere extremă pînă la topituri alcaline cu temperaturi relativ joase (990—1 075°C).



Institutul Geologic al României

V. CONSIDERAȚII STRUCTURALE

Regimul submarin în care a evoluat vulcanismul din regiunea Sănduleşti-Poiana Aiudului şi-a imprimat condiţiile specifice în trăsăturile edificiului vulcanic rezultat. Aşa cum apare astăzi, edificiul vulcanic prezintă o structură de ansamblu relativ simplă. Diferitele produse, generate de cel puţin două magme supuse unor procese de diferenţiere avansate, formează o structură dispusă pe un aliniament orientat de la nord la sud, paralel cu formaţiunile „cristalinului de Trascău". Expulzarea diferenţiatelor succesive generate de cele două magme s-a realizat prin centri eruptivi submersi, dispuşi pe un aliniament cu direcţie de la nord la sud. Acest tip de activitate a dus la apariţia unui edificiu vulcanic linear, în care produsele, chiar şi acelea aparţinînd corpurilor filoniene, se dispun pe direcţia generală a structurii, care are un aspect de monoclin, imprimat de alternanţele dintre curgerile de lave şi materialul piroclastic.

Este greu de admis că activitatea eruptivă, fie ea şi submarină, poate determina o dispunere a produselor sale într-o singură parte a centrilor de erupţie şi nu concentric. O asemenea structură nu este anormală, ci doar incompletă ; anumite cauze au dus la mascarea unei părţi din aceasta. Cel puţin o jumătate (cea estică) din edificiul vulcanic Sănduleşti-Poiana Aiudului este ascunsă observaţiilor. Anumite cauze au făcut posibilă scufundarea şi mascarea ulterioară a acesteia de către depozitele sedimentare ale bazinului Transilvaniei.

O caracteristică evidentă, reliefată de dispunerea în spaţiu a vulcanitelor, este migrarea în timp a vulcanismului, pe aliniamente succesive, de la est la vest. Migrarea centrilor vulcanici în timp s-a făcut pe o direcţie perpendiculară la axul lung al edificiului. Cu excepţia riolitelor situate la nord de Valea Albă (vîrful Torşa) şi a trahitelor alcaline, centrii prin care au fost emise ultimele diferenţiate, cele riolitice, au suferit o deplasare pe un aliniament situat în vestul acelora prin care au fost emise produsele andezitice şi latiandezitice. Dispunerea produselor piroclastice riolitice s-a făcut pe aceeaşi direcţie, astfel că migrarea vulcanismului acid s-a înscris în stilul structurii anterioare andezitice. Din acest motiv produsele sînt eşalonate în ordinea venirii lor, de la vechi la noi, pe direcţia E-W. În partea estică predomină produsele andezitice de sub care apar spilitele, bazaltele şi microgabbroul. Partea mediană a structurii este dată în special de andezite şi latiandezite, riolitele şi produsele piroclastice acide concentrîndu-se în partea vestică.

Zona eruptivă care bordează creasta principală a Trascăului în partea sa estică (Rimetea-valea Ţelna) ar putea fi atribuită aceluiaşi proces de migrare a vulcanismului, reprezentînd o reluare a activităţii vulcanice, pe un aliniament deplasat spre SW, deplasare ce se manifestă şi în factorul timp, astfel încît vulcanitele de aici sînt superioare în scară stratigrafică faţă de acelea din zona Sănduleşti-Poiana Aiudului. În zona Rimetea-valea Ţelna vulcanismul este reluat de la pro-

Institutul Geologic al României

duse andezitice și latiandezitice, ajungîndu-se pînă la produse riolitice, bine reprezentate (Gandrabura, 1974). Sub acest aspect vulcanismul mezozoic de pe teritoriul munților Trascău poate fi privit ca un vulcanism recurent, caracter semnalat și de Savu (1962) în regiunea Troaș-Pîrnești.

Desigur că în legătură cu procesul de migrare a vulcanismului se ridică spre soluționare probleme legate atît de cauzele care au determinat fracturarea scoarței pe aliniamente succesive, spre vest, cît și de originea topiturilor care au permis reluarea vulcanismului, din cea de a doua zonă, de la produse andezitice. În ceea ce privește evoluția acestor topituri, care după puținele date petrochimice disponibile par să fi avut inițial o compoziție mai alcalină decît acelea din zona Săndulești-Poiana Aiudului, se poate aprecia că au fost supuse unor procese de diferențiere mai avansate, generînd ca produse ultime riolite cu conținut extrem în SiO_2.

Caracteristicile de mediu în care a funcționat vulcanismul mezozoic și asociația de roci bazice semnalată, recomandă structura generată ca reprezentînd un fragment de crustă oceanică. Raitt (1963) (citat după Blacke și Landis, 1973) a arătat pe baza studiilor geofizice, că o crustă oceanică actuală este dată de: stratul 1 (0—1 km) format din sedimente, stratul 2 (1,6—2 km) dat de pillow-lave bazaltice și diabaze și stratul 3 (4,8 km) alcătuit din gabbrouri, amfibolite cît și harzburgite și dunite aparținînd mantalei superioare, schemă ce concordă foarte bine cu cea sugerată de Dietz (1963) pentru crusta oceanică. Schema acestui cercetător se poate rezuma astfel: (a) stratul gabbro-serpentinitic, (b) stratul de bazalte și sedimente consolidate și (c) stratul superior de sedimente neconsolidate. Aubouin (1965) arată că suita ofiolitică caracteristică zonelor geosinclinale este alcătuită astfel: (a) bazalte, spilite și pillow-lave, (b) dolerite și (c) peridotite, piroxenite, gabbrouri, etc. Sugestia emisă de Dietz (1963) a fost confirmată de mulți cercetători care au descris în diferite centuri orogene asociația de roci menționată (Bailey et al., 1970; Blacke și Landis, 1973).

Rocile bazice prezente în partea estică a munților Trascău reprezintă o parte din suita ofiolitică a lui Aubouin (1965) și anume trecerea de la diviziunea „*a*" la „*b*", ultima fiind reprezentată numai prin termenul eruptiv.

După Herz et al. (1973) și Savu și Udrescu (1973) suita ofiolitică din munții Drocea își are originea într-un tholeit oceanic și în mantaua superioară. Herz și Savu (1974) referindu-se la munții Mureșului au arătat că magma generatoare a complexului ofiolitic a avut un caracter tholeitic, originea ei fiind legată de crusta oceanică și de manta.

În conformitate cu concepția lui Dietz (1963) suita ofiolitică și rocile mai acide asociate acesteia pe teritoriul munților Trascău, reprezintă partea superioară a unei cruste oceanice, mai precis stratul „*a*" și trecerea la „*b*".

Institutul Geologic al României

Identitatea sub raport petrografic și petrochimic a vulcanitelor din zona Văii Mînăstirii cu cele din zona Săndulești-Poiana Aiudului (G a n d r a b u r a, 1974), ridică unele probleme legate de vîrsta vulcanismului, din ultima zonă, și poate chiar unele probleme de ordin tectonic. Asociații de roci similare au fost descrise și raportate de cercetătorii munților Mureșului vulcanismului neokimmeric (S a v u, 1962 ; I a n o v i c i et al., 1969), adică etapei a II-a de evoluție a magmatismului inițial. Sub aspect calitativ vulcanitele zonei Săndulești-Poiana Aiudului corespund etapei a II-a de evoluție a magmatismului, însă prin poziția lor în raport cu calcarele de pe aliniamentul Cheile Turzii-Piatra Secuiului ele apar ca fiind mai vechi.

În ultima vreme asupra vîrstei vulcanismului din munții Trascău s-au conturat următoarele puncte de vedere :

1) Primul aparține lui L u p u (1972), care consideră că vulcanitele autohtonului de Trascău aparțin la trei zone deosebite, în care se află în următoarele raporturi cu sedimentarul mezozoic :

(a) În zona Cheile Turzii-sud Valea Mînăstirii vulcanitele sînt substratul normal al calcarelor de Stramberg. Această idee este susținută și de N i c o l a e (1974).

(b) În zona centrală Colțești-valea Inzelului vulcanitele sînt substratul normal al stratelor cu *Aptychus ;*

(c) În zona vestică vulcanitele suportă calcarele kimmeridgian-tithonic-inferioare.

Reamintim că I l i e (1936) susținea o vîrstă triasică pentru vulcanitele primei zone.

În această interpretare vulcanitele noastre pot fi corelate, după timpul de punere în loc, doar cu etapa a I-a de evoluție a magmatismului inițial, fapt ce contravine calității produselor rezultate .În această situație s-ar impune a fi admisă soluția dată de L u p u et al. (1967) care susțin că : „...aici (munții Trascău) trăsăturile petrochimice ale celei de a doua etape a magmatismului alpin au apărut mai timpuriu". Trebuie admis deci în același timp neechivalența în timp a vulcanitelor din zona Văii Mînăstirii cu cele din zona Săndulești-Poiana Aiudului, în ciuda asemănărilor izbitoare dintre ele.

2) Un al doilea punct de vedere a fost exprimat de B o r d e a et al. (1968) și se referă doar la vulcanitele din zona Văii Mînăstirii, care au fost încadrate într-o formațiune mixtă vulcanogen-sedimentară (kimmeridgian-hauterivian), asociate stratelor cu *Aptychus.* Peste acestea sînt șariate calcarele kimmeridgian-tithonice din culmea principală a Trascăului. Plecînd de aici și admițînd pe baza identităților semnalate că vulcanitele din zona Văii Mînăstirii sînt sincrone cu cele din zona Săndulești-Poiana Aiudului, trebuie admis că și în această ultimă zonă calcarele de pe aliniamentul Cheile Turzii-Piatra Secuiului sînt șariate peste vulcanite.

3) În aceeași ipoteză a lui B o r d e a et al. (1968), în cazul în care, totuși, calcarele de pe aliniamentul Cheile Turzii-Piatra Secuiului se

Institutul Geologic al României

găsec în raport normal față de vulcanite, atunci vîrsta lor ar trebui să fie mai nouă, posibil chiar Valanginian-Hauterivian. Calcare de această vîrstă au fost identificate de Bordea et al. (1968) în masivul calcaros Cetea-Pleașa (zona Galda-Rîmeți), unde acestea nu apar asociate cu vulcanite. În favoarea acestei posibilități stă faptul că pînă în prezent stiva de calcare de la Cheile Turzii-Piatra Secuiului nu este riguros datată pe baze paleontologice. Kober (citat după Ilie, 1930) raporta calcarele din Cheile Turzii Triasicului, iar Ilie (1930) susține o vîrstă tithonică pentru klippa de la Piatra Secuiului pe baza coloniilor de corali, a nerineelor și *Diceras* identificați pe valea Ghișteagului. Același cercetător citează la Datele : *Nerinea, Diceras* și *Rhynchonela*, iar la Piatra Lungă un fragment de belemnit și *Diceras*.

Rezolvarea acestor probleme depășește cadrul regiunii noastre, așa că nu va putea fi efectuată decît în viitor.

CONCLUZII

Magmatismul mezozoic care a funcționat în regiunea Săndulești-Poiana Aiudului a avut, dacă exceptăm microgabbrourile, caracter exclusiv vulcanic. Activitatea vulcanică s-a desfășurat în condiții submarine.

Vulcanitele generate sînt reprezentate prin produse piroclastice și curgeri de lave corespunzînd chimic și petrologic unor petrotipuri foarte diferite.

Cu excepția rocilor bazice, care au răspîndire redusă, celelalte vulcanite sînt raportate la două serii distincte : (a) una calco-alcalină reprezentată prin termenii andezit-dacit-riolit și (b) o a doua alcalină reprezentată prin latiandezit-trahit alcalin-riolit alcalin.

Produsele piroclastice și curgerile de lave de compoziție andezitică și latiandezitică formează un complex, cu răspîndirea cea mai însemnată dintre toate vulcanitele. Rocile complexului andezitic-latiandezitic au fost afectate de transformări hidrotermale care pot fi echivalate cu cele care se produc în faciesul șisturilor verzi sau în cel zeolitic.

Termenii finali ai celor două serii : riolitul, riolitul alcalin și chiar trahitul alcalin indică o descendență din lichide magmatice reziduale bogate în alcalii.

Procesul principal formator al celor două serii de roci a fost cristalizarea fracționată, care a asigurat îmbogățirea treptată a lichidelor magmatice succesive în alcalii, ceea ce a dus la deplasarea spre valori scăzute a temperaturii de cristalizare, asigurîndu-se o diferențiere avansată.

Ocurențele de zeoliți și rocile caolinizate nu prezintă interes economic.

Primit la redacție : 15 noiembrie 1978.

Institutul Geologic al României

BIBLIOGRAFIE

Aubouin J. (1959) Contribution a l'étude géologique de la Grece Septentrionale. Les Confins de l'Epire et de la Tessalie. *An. Geol. Pays Hell.*, X, Athènes.

— (1965) Geosynclines. Developement in Geotectonics, 1. *Elsev. Publ. Comp.*, Amsterdam.

Bailey E. H., Blake M. C. Jr., Jones D. L. (1970) On-Land Mesozoic oceanic crust in California Coast Range. *U.S. Geol. Surv. Profess. Paper*, 700-C, Washington.

Bedelean I. (1971) Contribuții la studiul zeoliților : stilbitul și laumontitul de pe valea Arieșului (Munții Apuseni). *Studia Univ. Babeș-Bolyai, seria Geol.-Miner.*, 2, Cluj.

— (1971) Zeoliții din Munții Apuseni și fenomenul de zeolitizare (rezumat, teză de doctorat), Cluj.

— Ciocu S., Noveanu I. (1973) Contribuții la studiul chimico-mineralogic al mineralizației de fier de la Toc-Săvârșin (Munții Metaliferi). *Studia Univ. Babeș-Bolyai, seria Geol.-Miner.*, 2, Cluj.

Bird V. M., Dewey J. F. (1960) Lithosphere Plate-Continental Margin Tectonics and Evolution of the Appalachian Orogen. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 4, New York.

Blake M. C. Jr., Landis C. A. (1973) The Dun Mountain Ultramafic Belt-Permian Oceanic Crust and Upper Mantle in New Zealand. *J. Research U.S. Geol. Surv.*, 1, 5.

Bleahu M. (1968) Șanțul eugeosinclinal al Metaliferilor și poziția sa în raport cu Carpații și Dinaridele. *D.S. Com Geol.*, LIII, 3, București.

— Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni (cu privire specială asupra cristalinului și Mezozoicului). *Anal. Rom.-Sov.*, 2, București.

— Dimian M. (1967) Studii stratigrafice și tectonice în regiunea Feneș-Ighiel-Intergalde (Munții Metaliferi). *D.S. Com. Geol.*, LIII, 1, București.

Borcoș M., Mantea Gh., Gheorghiță I. (1965) Relații stratigrafice și tectonice între formațiunile sedimentare mezozoice și complexul rocilor eruptive bazice mezozoice cu privire specială asupra Munților Metaliferi. *Soc. Șt. Nat. Geogr. R.P.R. Com. Geol.*, III, București.

Bordea S. (1965) Asupra prezenței Albianului în Munții Metaliferi. *D.S. Com. Geol.*, LI, 1, București.

— Bordea Josefina, Puricel R. (1965) Studiul geologic al regiunii dintre valea Iezerului și valea Galdei (Munții Metaliferi). *D.S. Com. Geol.*, LI, 1, București.

— Dimitrescu R. (1966) Asupra prezenței unor filoane banatitice (andezite amfibolice) în zona dintre valea Iezer și valea Gălzii. *D.S. Com. Geol.*, LIV, 1, București.

— Bordea Josefina, Puricel R. (1968) Date noi asupra prezenței Oxfordianului în Munții Metaliferi. *D.S. Com. Geol.*, LIV, 1, București.

— Bordea Josefina, Georgescu V., Mantea Gh., Puricel R. (1968) Asupra prezenței unei faune hauteriviene în zona Galda-Rîmeți (Munții Trascău). *D.S. Com. Geol.*, LIV, 1, București.

Institutul Geologic al României

Brinkmann R. (1972) Mesozoic Troghs and Crustal Structure in Anatolia. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 3, New York.

Brunn J. H. (1956) Contribution a l'étude geologique du Pinde Septentrionale et d'une partie de la Macedonie Occidentale. *An. Geol. Pays Hell.*, II, Athènes.

Burri C., Parker R. L., Wenk E. (1967) Die optische Orienterung der Plagioklase. Birkhäuser Verlag, Basel.

Carter J. L. (1970) Mineralogy and Chemistry of the Earth's Upper Mantle Based on the Partial Fusion-Partial Crystallization Model. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 81, 7, New York.

Cioflica G. (1960) Contribuții la cunoașterea fenomenelor de contact de la Măgureaua Vaței (Munții Drocea). *Stud. cerc. geol.*, V, 3, București.

— (1961) Asupra vulcanismului cretacic din partea de vest a Munților Metaliferi. *Bul. Univ. Buc., ser. Șt. Nat. Geol.-Geogr.*, X, 27, București.

— (1962) Studiul petrografic al formațiunilor eruptive din regiunea Căzănești-Ciungani (Munții Drocea). *An. Com. Geol.*, XXXII, București.

— (1964) Contribuții la studiul petrografic al masivului eruptiv banatitic de la Cerbia (Munții Drocea). *Anal. Univ. Buc.*, 30, București.

— (1968) Metallogenèse associée aux magmatites alpines des Carpates Roumanies. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série de Géol.*, 12, 1, București.

— Savu H. (1960) Noi contribuții la cunoașterea posibilităților de formare ale titanomagnetitelor din Munții Drocea. *Stud. cerc. geol.*, V, 4, București.

— Savu H. (1962) Stratificația ritmică din dykul de gabbro de la Almaș-Săliște (Munții Drocea). *Stud. cerc. geol.*, VIII, 1, București.

— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanța (1969) La pétrogenèse des Bruznic-Lipova. *Rev. Roum. Géol. Géophys. Géogr., série Géol.*, 13, 2, București.

Condie K. C. (1973) Archean Magmatism and Crustal Thickening. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 9, New York.

Dietz R. S. (1963) Alpine Serpentines as oceanic rind fragments. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 74, 7, New York.

Eggler D. H., Burnham C. W. (1973) Crystallization and Fractionation Trends in the System Andesite-H_2O-CO_2-O_2 at Pressures to 10 kb. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 8, New York.

Engel A. E. J., Engel G. Celeste, Havens R. G. (1965) Chemical Characteristics of oceanic Basalts and the Upper Mantle. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 76, 7, New York.

— Itson P. Sonja, Engel G. Celeste, Stickney D. M. (1974) Crustal Evolution and Global Tectonics : A Petrogenic View. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 6, New York.

Gandrabura Em. (1973) Considerații petrochimice asupra unor ofiolite mezozoice din Munții Trascău. *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", Secț.* II, *Geol.*, XIX, Iași.

— (1974) Chimismul vulcanitelor din zona văii Mînăstirii (Munții Trascău). *Anal. Șt. Univ. „Al. I. Cuza", Secț.* II, *Geol.*, XX, Iași.

Ghițulescu T. P., Socolescu M. (1941) Etude géologique et miniere des Monts Métalliferes. *An. Inst. Géol. Roum.*, XXI, București.

Institutul Geologic al României

Gilluly J. (1971) Plate Tectonics and Magmatic Evolution. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 9, New York.

Giușcă D., Cioflica G. (1956) Pînza intrusivă de la Căzănești-Ciungani. *Anal. Univ. Buc., ser. Șt. Nat.*, 12, București.

— Cioflica G. (1957) Structura pînzei intrusive de la Căzănești-Ciungani. *Anal. Univ. Buc., ser. Șt. Nat.*, 13, București.

— Cioflica G., Savu H. (1963) Vulcanismul mezozoic din Masivul Drocea (Munții Apuseni). *Asoc. Geol. Carp.-Balc., Congr.* V, 1961, 2, București.

— Savu H., Borcoș M. (1967) Asupra stratigrafiei șisturilor cristaline din Munții Apuseni. *Stud. cerc. geol.*, 12, București.

Heier K. S. (1970) Potassium-Abundance in Rock-forming Minerals. In Handbook of Geochemistry II-2, Ed. K. H. Wedepohl, Springer-Verlag, Berlin.

Herz N., Jones L. M., Savu H., Walker R. L. (1973) Sr^{87}/Sr^{86} analysis of ophiolitic and related rocks, Drocea Mountains, Romania, *Intern. Symp. Volc. and Assoc. Metallog., Abstracts*, București.

— Savu H. (1974) Plate Tectonics History of Romania. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 85, 9, New York.

Hess H. H. (1967) Basalts. The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition, v. I, II, Interscience Publishers, New York.

Ianovici V., Giușcă D., Ghițulescu T. P., Borcoș M., Lupu M., Bleahu M., Savu H. (1969) Evoluția geologică a Munților Metaliferi. Ed. Acad. R.S.R., București.

Ilie M. D. (1931) Ridicări geologice în Munții Trascăului și bazinul Arieșului. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XVIII, București.

— (1933) Lever géologiques dans la region de Ponor-Rîmeți-Geoagiu de Sus. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XIX, București.

— (1933) Les schistes cristallins sur le flanc E de Monts de Trascău. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XIX, București.

— (1934) Die Aptychus Schichten in den Munții Apuseni. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II, București.

— (1934) Algemeiner Überblick Über die Geologie des Siebenbürgischen Erzgebirges und der Berge von Trascău. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, II, București.

— (1935) Restes des mammiferes dans le region SW de Turda. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XX, București.

— (1935) Le Tortonien de l'E et de l'O des Monts Apuseni. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XX, București.

— (1935) Observations microscopiques sur le mezozoique des Monts de Trascău et on Bassin de l'Arieș. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XX, București.

— (1936) Recherches géologiques dans les Monts du Trascău et dans le bassin de l'Arieș. *An. Inst. Géol. Roum.*, XVII, București.

— (1937) Les nouvelles hypoteses relatives a la tectonique des Monts Métallifères de la Roumanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III, București.

— (1937) The Cenomanian transgression in the Metalliferous Mountains of Roumanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, III, București.

— (1937) Les calcaires tithoniques et aptiens des Monts Metallifères de Transylvanie. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXI, București.

Institutul Geologic al României

— (1937) Excursiuni geologice în Munții Metaliferi ai României. *Bul. Soc. Nat. Rom.*, 11, București.
— (1937) Role tectonique des klippes dans les Monts Metallifères de Roumanie. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, I, București.
— (1938) L'âge des roches effusives dans les regions aurifères des Monts Apuseni. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, II, 2, București.
— (1938) Sur le roches ophiolitiques des Monts Apuseni. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, II, 4, București.
— (1938) Problèmes tectoniques dans les Monts Apuseni (Roumanie). *C.R. Acad. Sci. Roum.*, II, 2, București.
— (1938) Les Mesozoique du bassin supérieur de la Valea Ampoiului (Monts Métallifères) de Roumanie. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXII, București.
— (1938) Les breches a elements eruptifs des Monts Métallifères. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, II, București.
— (1939) Contributions a la connaissance du Neocomien dans les Monts Apuseni. *C.R. Acad. Sci. Roum.*, III, 5, București.
— (1943) Sur les dépôts albiens du bassin de Valea Ampoiului. *Rev. șt. „V. Adamachi", Iași,* XXIX, București.
— (1943) Transgresiuni și regresiuni marine în Munții Apuseni. *Bul. Soc. Nat. Rom.*, 16, București.
— (1945) Depozitele albiene din bazinul inferior al Ampoiului (Jud. Alba). *Rev. șt. „V. Adamachi", Iași,* XXXI, 1—2, București.
— (1950) Monts Métalliferès de Roumanie. *An. Com. Géol.*, XXIII, București.
— (1951) Noi observații geologice în Munții Apuseni. *D.S. Com. Geol.*, XXX, București.
— (1952) Sedimentația și subsidența în bazinul Transilvaniei. *D.S. Com. Geol.*, XXXVI, București.
— (1952) Structura geologică a regiunii Cojocna-Turda-Ocna Mureșului. *An. Com. Geol.*, XXIV, București.
— (1958) Bassin de Transylvanie. Recherches géologiques dans la region Cluj-Cojocna-Turda-Ocna Mureșului-Aiud. *An. Com. Geol.*, XXIV—XXV (résumé), București.
— (1958) Podișul Transilvaniei. Ed. St. București.
— (1962) Contribuții la cunoașterea tectonicii Munților Apuseni. *D.S. Com. Geol.*, XLVIII, București.
— (1963) Munții Apuseni și masele mediane dinarido-carpatice. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Congr.* V, București.
— (1964) Asupra cutelor sigmoide din Carpații României. *D.S. Com. Geol.*, XL, 1, București.

Losert J. (1974) The Formation of Stratiform Copper Deposits in Relation of Alteration of Volcanic Series (on North-Chilean Examples). *Acad. Nakl. Ceskosl.*, Praha.

Lowder G. G. (1973) Late Cenozoic Transitional Alkali Olivine Tholeiitic Basalts and Andesite from the Margin of the Great Basin, Southwest Utah. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 84, 8, New York.

Institutul Geologic al României

Lupei N. (1963) Sinteză geologică și de geologie minieră a Munților Metaliferi. *Asoc. Geol. Carp.-Balc. Cong.* V, București.

Lupu M. (1964) Asupra vîrstei stratelor cu Aptychus din masivul Trascău. *D.S. Com. Geol.*, L, 2, București.

— (1966) Asupra unor fracturi de vîrstă subhercinică în partea de vest a Masivului Trascău. *D.S. Com. Geol.*, LII, 1, București.

— (1972) Stratigrafia și structura formațiunilor mezozoice din Munții Trascău (rezumat, teză de doctorat), București.

— Borcoș M., Dimitrescu R. (1967) Notă explicativă la harta geologică a R.S.R. (1 : 200.000). Foaia Turda. Inst. Geol., București.

— Lupu Denisa (1964) Asupra dislocațiilor rupturale din partea de NV a fosei Metaliferilor. *D.S. Com. Geol.*, L, 1, București.

Macovei Gh., Atanasiu I. (1934) L'évolution géologique de la Roumanie-Crétacé. *An. Inst. Geol.*, XVI, București.

Miheev V. I. (1957) Rentgenometriceskii opredeliteli mineralov. *Gosgeoltehnizdat*, Moskva.

Miyashiro A., Shido F., Weing M. (1971) Metamorphism in the Mid-Atlantic Ridge near 24° and 30° N, *Phil. Trans. R. Soc. Lond., ser. A*, London.

Muratov M. V. (1971) Stroienie i razvitie evgeosinclinalinîh progibov i ih magmatizm. *Izv. Akad. N.S.S.S.R., ser. Geol.*, 5, Moskva.

Nicolae I. (1973) Notă asupra vîrstei rocilor eruptive din zona Cheile Turzii. *D.S. Inst. Geol.*, LIX, 4, București.

Niggli P. (1923) Gesteins und Mineralprovinzen Bornträger, Berlin.

Page B. M. (1972) Oceanic Crust and Mantle. Fragment in Subduction Complex near San Luis Obispo, California. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 83, 4, New York.

Papiu C. V. (1950) Contribuții la cunoașterea originii jaspurilor și zăcămintelor de mangan asociate cu diabazele din masivul Drocea. *Bull. Șt. Acad. R.S.R., seria Geol.-Geogr.-Biol.-St. Tehn. Agr.*, II, 2, București.

— (1951) Asupra genezei jaspurilor și minereurilor de mangan din masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Șt. Acad. R.P.R., seria Biol.-Agr.-Geol.-Geogr.*, III, 1, București.

— (1953) Cercetări geologice în masivul Drocea (Munții Apuseni). *Bul. Șt. Acad. R.P.R., seria Biol.-Agr.-Geol.-Geogr.*, V, 1, București.

— (1954) Géologie de la region Valea Mare-Căprioara-Bulza-Pojoga. *C.R. Inst. Géol. Roum.*, XXXVIII, București.

— (1959) Erupții vulcanice submarine. Ed. St., București.

— Savu H., Romanescu D., Pîrvu Livia (1959) Corelații dintre alcătuirea geologică și anomaliile magnetice din zona axială a masivului Drocea (Munții Apuseni). *D.S. Com. Geol.*, XLII, București.

— (1967) Considerații litogenetice asupra formațiunilor barremiene din Munții Metaliferi. *D.S. Com. Geol.*, LIII, 2, București.

— Romanescu Olivia (1968) Cercetări litologice în formațiunea senoniană de pe valea Arieșului. *D.S. Com. Geol.*, LIV, 1, București.

Rittmann A. (1967) Vulcanii și activitatea lor. Ed. Tehn., București.

Savu H. (1962) Chimismul vulcanitelor jurasic superioare-cretacic inferioare din Munții Drocea. *D.S. Com. Geol.*, XLVII, București.

Institutul Geologic al României

— (1962) Corpul gabbroic de la Almăşel şi contribuţii la cunoaşterea chimismului şi petrogenezei ofiolitelor din masivul Drocea. *An. Com. Geol.*, XXXII, Bucureşti.
— (1962) Cercetări geologice şi petrografice în regiunea Troaş-Pîrneşti din masivul Drocea. *D.S. Com. Geol.*, XLIV, Bucureşti.
— (1962) Asupra unor iviri de roci ultrabazice din partea centrală a geosinclinalului Mureşului. *D.S. Com. Geol.*, XLV, Bucureşti.
— (1966) Metamorfismul calcarelor la contactul cu ofiolitele de la Căpîlnaş (Valea Mureşului). *D.S. Com. Geol.*, LII, 1, Bucureşti.
— (1967) Considerations concernant les relations stratigraphiques et la pétrologie des ophiolites mésozoiques de la Roumanie. *An. Com. Geol.*, XXXVI, Bucureşti.
— (1968) Consideraţii asupra relaţiilor stratigrafice şi petrologiei ofiolitelor mezozoice din România. *An. Com. Geol.*, XXXVI, Bucureşti.
— (1972) Metalogeneza asociată magmatismului ofiolitic din Munţii Drocea. *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, 2, Bucureşti.
— Udrescu Constanţa (1967) Paleotemperatura şi geochimia gabbrourilor de la Cuiaş (Munţii Drocea). *D.S. Com. Geol.*, LIII, 2, Bucureşti.
— Udrescu Constanţa (1973) Geotectonic evolution of the Mureş zone (Apuseni Mountains) and the distribution of traces elements in its ophiolitic rocks (abstract). *Intern. Symp. Volcan. and Assoc. Metallogen.*, Bucureşti.
— Udrescu Constanţa (1973) Genetical significance of the distribution of trace elements in Mesozoic ophiolites from the Mureş zone-Apuseni Mountains (abstract). *Intern. Symp. Volcan. and Assoc. Metallogen.*, Bucureşti.
— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1966) Contribuţii la studiul geochimic al rocilor banatitice de la Săvîrşin (Munţii Drocea). *D.S. Com. Geol.*, LII, Bucureşti.
— Vasiliu Cecilia, Udrescu Constanţa (1970) Geochimia şi petrologia ofiolitelor din prima etapă de evoluţie a magmatismului iniţial alpin din masivul Drocea (Munţii Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LVI, Bucureşti.
Shaw D. M. (1969) Evaluation of Data. In Handbook of Geochemistry, I, Ed. K. H. Wedepohl, Springer-Verlag, Berlin.
Smith A. G. (1971) Alpine Deformation and the Oceanic Areas of the Thethys, Mediterranean and Atlantic. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 82, 8, New York.
Smith F. S. (1963) Physical Geochemistry, Addison-Wesley Publ. Comp. Inc. Massachusetts.
Streckeisen A. (1967) Classification and nomenclature of igneous rocks. *Neues Jahrb. Mineral. Abhandl.* 107.
Szentpetery S. (1904) Die petrographischen Verhältnisse des Eruptivzuges Tur-Toroczko. *Orv. Term. Tud. Ertesitö*, XXVI, Cluj.
— (1906) Petrographische Verhältnisse des zwischen Borev-Varfalva-Czegez und Toroczko liegenden Teils der Tur-Toroczkoer eruptiven Höhenzuges. *Sitzungsb. d. mat. Nat., Sect. d. Siebenb., Mus. Vereins. Naturw.*, XXX, Cluj.
Thornton C. P., Tuttle C. F. (1960) Chemistry of Igneous Rocks. I. Differentiation Index. *Amer. J. Sci.*, 258.
Turner F. J., Verhoogen J. (1967) Petrologie magmatică şi metamorfică. Ed. Tehn., Bucureşti.

Institutul Geologic al României

Vergara M., Gonzales-Ferran O. (1972) Structural and Petrological characteristics of the Late Cenozoic Volcanism from Chilean Andean Region and West Antarctica. *Krystalinikum*, 9, Praga.

Wedepohl K. H. (1969) Composition and Abundance of Common Igneous Rocks. In Handbook of Geochemistry I, Springer-Verlag, Berlin.

Winchell A. N. (1951) Elements of Optical Mineralogy, New York.

ETUDE MINÉRALOGIQUE, PÉTROGRAPHIQUE ET GÉOCHIMIQUE DE L'ÉRUPTIF MÉSOZOÏQUE DES MONTS TRASCĂU

(Résumé)

A) Stratigraphie des volcanites

La suite des volcanites mésozoïques situées dans l'aire des monts Trascău est caractérisée par une large variété de composition, à extension entre les limites basalte-rhyolite. On y rencontre également des roches alcalines, la majeure partie des roches connues étant accompagnées de produits pyroclastiques. L'activité volcanique s'est déroulée en conditions sous-marines.

1. *Roches basiques.* Ces roches représentées par des basaltes, spilites et microgabbros, occurrent sur des surfaces restreintes dans l'extremité sud-est de la zone, se disposant au-dessous du complexe andésito-latiandésitique. Les basaltes apparaissent comme des pillow-laves et en écoulements de laves, les spilites revêtent des formes de pillow-laves. Les basaltes sont parfois amygdaloïdes et associés aux agglomérats basiques. Les microgabbros, à apparitions bien rares, sont intercalés entre les basaltes.

2. *Complexe andésitique-latiandésitique.* Ce terme a été adopté afin de définir les produits engendrés par un volcanisme mixte, sous-marin, dont les moments explosifs ont alterné avec ceux effusifs. Les roches du complexe andésitique-latiandésitique sont les volcanites avec la distribution la plus large dans la zone de Săndulești-Poiana Aiudului.

Le mode de distribution des volcanites dans l'espace suggère une activité liée aux appareils volcaniques individuels, avec une disposition presque linéaire sur direction NE-SO.

Un trait particulier du volcanisme est son caractère essentiellement explosif, exprimé par la dominance volumétrique des produits pyroclastiques sur les écoulements de laves. L'alternance des moments explosifs et effusifs a mené à l'apparition des structures de strato-volcans typiques.

Une caractéristique presque constante des pyroclastites est leur bonne stratification. Celle-ci est mise en évidence par la disposition, au même niveau, des fragments à dimensions pareilles, ce qui lui imprime un aspect progressif, en attestant une différenciation gravitationnelle.

Institutul Geologic al României

La stratification est encore plus évidente chez les tufs, qui — dans le même banc — manifestent un granoclassement. La déposition sous-marine des pyroclastites est également attestée par la présence des débris de radiolaires en quelques tufs.

Les magmas ayant engendré le complexe andésito-latiandésitique ont eu une composition variable dans le temps, ce qui a provoqué l'apparition des différentes variétés d'andésites et latiandésites, présentes autant sous forme de blocs dans les agglomérats, aussi bien que dans les écoulements de laves. Les andésites et les latiandésites participent à la composition de certains dykes qui traversent le complexe.

Les agglomérats andésito-latiandésitiques sont les roches les plus répandues dans le complexe. Ils présentent une composition de grande variabilité, du fait de la quantité, la grandeur et la forme des blocs composants, de même que de la composition variable de la matrice.

Les tufs apparaissent à différents niveaux dans le complexe andésito-latiandésitique, se disposant en bancs entre les agglomérats et les écoulements de laves. Ils ont été engendrés, généralement, par des laves sans cristaux, moins souvent par des laves à faible contenu de cristaux.

Les écoulements de laves ont provoqué l'apparition des nappes inter-stratifiées entre les pyroclastites du complexe, à épaisseurs métriques qui arrivent rarement à 50 m.

Les dykes andésitiques et latiandésitiques ont des dispositions discordantes par rapport aux pyroclastites et les nappes de lave du complexe. Leurs roches montrent les mêmes traits de composition que celles des écoulements, les différences se rapportant seulement à la structure.

3. *Ducites.* Celles-ci sont des roches moins répandues, leur apparition est liée aux dykes traversant les roches du complexe andésito-latiandésitique.

4. *Trachytes alcalines.* Elles traversent les roches du complexe. Leur mise en place a débuté par des moments explosifs, se réalisant une bréchification partielle des roches du complexe andésito-latiandésitique au voisinage des centres éruptifs.

5. *Rhyolites.* Ces roches apparaissent sous forme de dykes traversant le complexe, sur un alignement de direction N-S.

6. *Pyroclastites rhyolitiques.* Elles occupent les surfaces les plus importantes, après les roches du complexe andésito-latiandésitique, qu'elles surmontent dans la partie occidentale de la zone. Elles sont représentées, dans l'ordre de l'abondance, par de : tufs, agglomérats et tuffobrèches. Les tufs sont bien lités, parfois d'aspect bariolé.

B) Pétrographie des roches éruptives

1. *Basaltes.* Ils ont une structure intersertale, donnée par la disposition désordonnées des tablettes allongées de plagioclase (55—62% An), leurs interstices étant remplis à augite, magnétite et pâte vitreuse.

2. *Spilites.* Structure spilitique et texture amygdaloïde. La plagioclase est présente en baguettes très fines et longues, distribuées de manière désordonnée

Institutul Geologic al României

dans une masse vitreuse bourrée de petits aggrégats cristallins de minéraux secondaires, tels que : chlorite, calcite, minéraux opaques et quartz.

3. *Microgabbros.* Leur structure est panidiomorphe-microgranulaire, donnée par des cristaux relativement isométriques de plagioclase (70—72% An), pyroxène monoclinique (+ 2V = 56°), pyroxène rhombique ($En_{\sim 93}Fs_7$ — $En_{94}Fs_{5,5}$; + 2V = 76—73°), magnétite et quartz secondaire.

4. *Andésites à pyroxène rhombique.* Elles ont une structure porphyrique-hyalopilitique et une texture massive. Elles sont constituées de : feldspath plagioclase (47—60% An), pyroxène rhombique ($En_{91}Fs_9$ — En_{75}—Fs_{25}) pâte, magnétite et minéraux secondaires (tab. 1).

5. *Andésites à pyroxène rhombique et monoclinique.* Elles ont une structure porphyrique, à pâte hyalopilitique ou pilotaxitique et une texture massive ou fluidale. Elles sont constituées (tab. 2) de quantités variables de : plagioclase (55—60% An), pyroxène rhombique ($En_{91}Fs_9$ — $En_{58}Fs_{42}$), augite, magnétite, pâte et minéraux secondaires (calcédoine, quartz, zéolite, chlorite, épidote, calcite, serpentine et séricite).

6. *Andésites à pyroxène monoclinique.* Leur structure est porphyrique, pilotaxitique ou microcristalline, la texture — fluidale ou massive. A leur composition (tab. 3) participent, outre la pâte, les suivants minéraux : plagioclase (37—57% An), augite (+ 2V = 58—60°), minéraux opaques et comme minéraux de néoformation : chlorite, calcite, calcédoine et rarement zéolites.

7. *Latiandésites à pyroxènes rhombiques et monocliniques.* La classification de tous les types de latiandésites a été faite sur des critères d'ordre pétrochimique. Les latiandésites à pyroxènes rhombiques et monocliniques ont une structure porphyrique hyalopilitique ou pilotaxitique, déterminée par la participation (tab. 4) de la plagioclase (54—61% An), de l'hypersthène ($En_{73,5}$ — $Fs_{26,5}$), de l'augite (+ 2V = 56°) et d'une pâte vitreuse ou microcristalline. Les minéraux de néoformation sont présents par : la chlorite, la calcite et la zéolite.

8. *Latiandésites à amphiboles ± pyroxènes monocliniques.* Elles ont une structure porphyrique hyalopilitique ou pilotaxitique. La pâte est vitreuse ou microcristalline, renfermant de : plagioclase (41—51% An), amphibole idiomorphe, augite, minéraux opaques et secondaires (chlorite, calcite, épidote, calcédoine, quartz et limonite).

9. *Latiandésites leucocrates.* Ce sont des roches filoniennes, caractérisées par l'absence totale des minéraux mélanocrates.

10. *Agglomérats andésitiques-latiandésitiques.* Tous les types d'andésites et de latiandésites présents dans les écoulements de laves ont été mis en évidence également dans les blocs des agglomérats.

11. *Tufs du complexe andésito-latiandésitique.* A partir des fragments de cristaux trouvés dans ces roches, on a séparé de : a) tufs feldspathiques, b) tufs

Institutul Geologic al României

hornblendiques et c) tufs quartzeux. Ils sont caractérisés par une structure vitroclastique.

12. *Ducites.* Structure porphyrique donnée par la participation de : la plagioclase (27% An), la hornblende et le quartz, distribués dans une pâte microcristalline. Comme minéraux secondaires apparaissent la chlorite et la calcite (tab. 5).

13. Trachytes alcalines — structure porphyrique. Elles sont faites de plagioclase (5—8% An), sanidine, quartz ± pyroxène monoclinique ± hornblende, minéraux opaques et secondaires et pâte microcristalline (tab. 6).

14. *Rhyolites.* On a mis en évidence des rhyolites et des rhyolites alcalines. Les rhyolites sont constituées de plagioclase (18—25 % An), quartz, très rarement biotite, minéraux opaques, minéraux secondaires (chlorite, calcédoine et quartz) et pâte vitreuse (tab. 7). Les rhyolites alcalines ont une structure porphyrique et sont faites de : plagioclase (2—7% An), sanidine, quartz, minéraux secondaires (chlorite et calcédoine), et pâte cripto- ou microcristalline (tab. 8).

15. *Agglomérats rhyolitiques.* On y distingue de : a) agglomérats rhyolitiques, b) agglomerats mixtes et c) agglomérats à blocs dacitiques. Les trois types d'agglomérats ont une matrice uniforme, tuffogène rhyolitique, de composition identique à celle des tufs rhyolitiques.

16. *Tufs rhyolitiques* — texture bariolée et structure vitroclastique. Leur composition englobe une masse vitreuse et des fragments de cristaux ou des fragments microscopiques de roche.

17. *Processus de transformation hydrothermale associés au volcanisme andésitique.* Les volcanites du complexe andésito-latiandésitique ont subi des phénomènes de transformation hydrothermale, manifestés de manière plus accusée au niveau des pyroclastites. Dans les écoulements de lave les transformations induites sont de moindre ampleur, étant exprimée par séricitisation, kaolinisation et carbonatation. La pâte des roches est souvent traversée par des filonnets et nids de zéolites imprégnés à hématite ou des variétés criptocristallines de quartz.

La présence de l'association séricite-chlorite-calcite suggère l'influence d'un métamorphisme hydrothermal équivalent du faciès des schistes verts. La présence des zéolites atteste des transformations de basse température, caractéristiques au faciès zéolitique.

Les pyroclastites ont subi des processus d'argilisation, silicification et zéolitisation le long des fractures. L'analyse röntgénographique a révélé dans les roches argilisées la présence de : la kaolinite, le quartz et la hématite.

La silicification a rempli le creux des roches et a provoqué l'apparition des filons d'opale, de calcédoine, de quartz et rarement d'amétiste.

La zéolitisation a favorisé l'apparition des filons à zéolites. L'analyse röntgénographique indique la présence de la natrolithe et de l'heulandite associées à de la céladonite et à de la pyrite, ou de la phillipsite associée à de la pyrophyllite.

Institutul Geologic al României

C) Caractérisation pétrochimique

1. *Roches basiques.* Leur composition chimique trahit des transformations secondaires importantes (tab. 11).

2. *Andésites.* Les 17 analyses d'andésites révèlent des oscillations assez réduites pour les teneurs des différents oxydes, variations plus intéressantes se remarquant chez le H_2O+, qui marque une caractéristique des roches des monts Trascău — c'est-à-dire le fait qu'elles sont affectées par altération (tab. 15). La moyenne des andésites des monts Trascău présente de grandes similitudes avec la moyenne donnée par Nockolds (1954). Les paramètres Niggli (tab. 16) indiquent pour les roches analysées les suivants types de magmas : leucogabbroïde, gabbrodioritique, dioritique et quartz-dioritique.

La projection des analyses dans le diagramme QAP (Streckeisen, 1973) (fig. 2) nous porte à constater que la plupart des points se disposent dans le champ de l'andésite quartzifère et moins dans celui de l'andésite. D'après les valeurs considérées de *SI* (Kuno, 1967), les roches en discussion appartiennent aux andésites basaltiques et aux andésites (tab. 18).

3. *Latiandésites.* La composition chimique de ces roches est présentée dans le tableau 19. A remarquer un domaine de discontinuité pour les teneurs en K_2O dans les andésites (maximum 1,42%) et dans les latiandésites (minimum 1,54%). La moyenne des latiandésites pour les monts Trascău (MLaT) montre une bonne concordance avec la moyenne de Nockolds (1954), à l'exception du CaO et H_2O+.

Les valeurs des paramètres Niggli indiquent pour les latiandésites des correspondants dans les magmas chalco-alcalins et alcalins, par exemple : quartz-dioritique, dioritique, opaalitique, siénitique-sodique et si-monzonitique (tab. 20). La composition normative est présentée dans le tableau 21. Dans le diagramme QAP (fig. 3) les latiandésites sont distribuées sur la surface du champ de la latiandésite quartzifère.

4. *Tufs andésitiques.* Les valeurs pour les analyses du tableau 23 indiquent des non-homogénéités importantes dans la composition des tufs, ce qui suggère l'idée que, pendant la déposition sous-marine des cynérites, celles-ci ont été mélangées avec du matériel sédimentaire.

5. *Dacites.* Leur chimisme est examiné dans quatre analyses (tab. 26). Leur moyenne diffère de la moyenne de Nockolds.

6. *Trachytes alcalines.* Les sept analyses (tab. 30) reflètent une composition assez uniforme pour les trachytes alcalines. Leur moyenne (MLaT) et celle de Nockolds se ressemblent, les différences portant sur les teneurs en Na_2O et K_2O.

7. *Rhyolites et rhyolites alcalines.* Les compositions chimiques de ces roches sont présentées dans les tableaux 34 et 35. Leurs moyennes approchent beaucoup des moyennes de Nockolds. Dans le diagramme QAP (fig. 7) les points se disposent dans les champs caractéristiques de ces roches.

Institutul Geologic al României

8. *Tufs rhyolitiques.* La composition chimique (tab. 39) des tufs rhyolitiques indique l'existence possible de matériel étranger, englobé au cours de la déposition des cynérites.

D) Pétrogenèse

1. *Appartenance à la série.* Les traits caractéristiques minéralogiques et pétrochimiques des volcanites nous portent à contourer deux groupes de roches différents : a) andésite, dacite, rhyolite et b) latiandésite, trachyte alcaline et rhyolite alcaline. Les paramètres Niggli indiquent pour ces roches des magmas à caractère chalco-alcalin et alcalin (sodiques).

A l'aide de l'indice σ (Rittmann, 1953) on a déterminé le caractère de série des roches étudiées (tab. 45).

Tout cela indique que, dans l'ensemble, les volcanites ont un caractère de série chalco-alcaline avec tendance de passer vers une série alcaline, ce qui autorise la séparation des roches en deux séries à caractères différents :

a) la série chalco-alcaline (andésite, dacite, rhyolite), et

b) la série alcaline (latiandésite, trachyte alcaline, rhyolite alcaline).

Les deux séries de roches sont équivalentes de celles présentées par Savu (1962) dans les monts Drocea, en ce qui concerne l'étape de manifestation du volcanisme, en prouvant l'extension de la province pétrologique mixte, telle qu'elle a été imaginée par Savu (1962), dans l'aire des monts Trascău aussi.

Par leur nature et leurs caractères, les volcanites mésozoïques apparaissent donc comme les produits d'un volcanisme sous-marin. Les caractéristiques de milieu et l'association de roches résultée encouragent quelques parallèles avec d'anciennes ou d'actuelles zones volcaniques océaniques.

2. *Problème du magma générateur.* Les données pétrochimiques présentées sont employées comme point de départ dans l'estimation des magmas responsables de la formation des deux séries de roches, à partir des conceptions actuelles sur la formation et la différenciation des magmas (Turner et Verhoogen, 1965 ; Engel et al., 1965 ; Kuno, 1967 ; Gilluly, 1971).

Autant les types de magmas, ainsi que le caractère de série indiquent, comme source-génératrice pour les deux séries de roches, un seul magma. Il y a quelques indices à la faveur de l'existence de deux magmas, l'un chalco-alcalin et l'autre alcalin à évolutions indépendantes. Dans l'idée que les deux séries ont été engendrées par deux fontes différentes, on a estimé — en vertu des valeurs *SI* et *DI* — que la fonte ayant engendré la série chalco-alcaline avait une composition gabbro-dioritique, et la série alcaline provient d'une fonte dont la composition se plaçait entre quartz-dioritique jusqu'à siénitique-sodique.

3. *Différenciation des magmas.* Le processus par lequel le magma gabbro-dioritique a engendré les roches de la série chalco-alcaline s'est déroulé progressivement, par une transition continuelle entre les termes formés.

L'évolution de la fonte quartz-dioritique — siénitique-sodique s'est déroulée en parallèle avec la première, les différenciés en devenant, au fur et à mesure

Institutul Geologic al României

du morcellement du magma, toujours plus acides et plus riches en alcalis. Dans ce cas aussi la cristallisation a eu un caractère continu, constant.

Les diagrammes al-alk, Q-L-M, al-fm, $MgO—FeO+Fe_2O_3—Na_2O+K_2O$ et Ca-Na-K (les figures 11, 12, 13, 14, 15) illustrent le cours de la cristallisation fractionnée des deux magmas, les caractères des différenciés successifs, la tendance de concentration toujours plus accusée des alcalis dans les fontes successives et l'accumulation du Si dans les résidus finaux.

Une image synthétique sur l'évolution des deux magmas sur tout le parcours de la différenciation est offerte par les diagrammes *SI*-oxydes et *DI*-oxydes (fig. 16). Les produits finaux des deux séries se sont formés des fontes résiduelles, fait confirmé par la somme des minéraux normatifs *q*, *or* et *ab*, qui représentent au moins de 85% de la composition normative de la roche. La projection de ces valeurs dans le diagramme $NaAlSiO_4—KAlSiO_4—SiO_2$ (fig. 17) a lieu dans la région de basse température, vers laquelle converguent tous les liquides du système, au fur et à mesure que la cristallisation avance.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte géologique de la région de Săndulești-Poiana Aiudului.
Formation sédimentaires quaternaires : 1, terrasses, cônes de déjection, alluvions. Formations sédimentaires néozoïques : 2, conglomérats, calcaires organogènes (Tortonien). Eruptif banatitique ; 3, porphyres. Formations sédimentaires mésozoïques : 4, couches de Rimeți : conglomérats, grès, argiles schisteuses (Barrémien-Albien) ; 5, calcaires de Stramberg (Jurassique supérieur). Complexe ophiolitique mésozoïque : 6, agglomérats et tufs rhyolitiques ; 7, rhyolites et rhyolites alcalines ; 8, trachytes alcalines ; 9, dacites ; 10, complexe andésito-latiandésitique, agglomérats, tufs et coulées de lave ; 11, latiandésites (filons) ; 12, andésites (filons) ; 13, spilites ; 14, microgabbros ; 15, basaltes et pyroclastites basaltiques ; 16, altérations.

Sections géologiques dans la zone de Săndulești-Poiana Aiudului.
1, alluvions ; 2, Tortonien ; 3, Jurassique supérieur ; 4, tufs rhyolitiques ; 5, rhyolites ; 6, trachytes alcalines ; 7, complexe andésito-latiandésitique ; 8, volcanites basiques (basaltes, spilites, pyroclastites) ; 9, microgabbros.

Planche II

Fig. 1. — Pillow-lava bazaltică secționată. Valea Dracului.
Pillow-lave basaltique sectionnée. Vallée Dracului.

Fig. 2. — Pillow-lava bazaltică în masă de aglomerate. Valea Pietroasa.
Pillow-lave basaltique dans la masse des agglomérats. Vallée Pietroasa.

Institutul Geologic al României

Planche III

Fig. 1. — Aglomerate bazaltice. Valea Dracului.
Agglomérats basaltiques. Vallée Dracului.

Fig. 2. — Aglomerate andezitice stratificate. Confluența pîrîului Borzești cu rîul Arieș.

Agglomérats andésitiques stratifiés. Confluent du ruisseau Borzești avec la rivière Arieș.

Planche IV

Fig. 1. — Tufuri andezitice stratificate. Pîrîul Hăjdate.
Tufs andésitiques stratifiés. Ruisseau Hăjdate.

Fig. 2. — Aglomerate andezitice. Pîrîul lui Imre.
Agglomérats andésitiques. Ruisseau Pîrîul lui Imre.

Planche V

Fig. 1. — Aglomerat andezitic cu matrice friabilă. Est Fînațul Mare.
Agglomérats andésitiques à matrice friable. Est Fînațul Mare.

Fig. 2. — Orizont de tufuri stratificate intercalat între aglomerate andezitice. Pîrîul Rachiș.

Horizon de tufs stratifiés intercalé entre des agglomérats andésitiques. Ruisseau Rachiș.

Planche VI—VII

Fig. 1. — Curgere de lavă andezitică intercalată între bancuri masive de tufuri. Pîrîul Turului.

Coulée de lave andésitique intercalée entre des blocs massifs de tufs. Ruisseau Pîrîul Turului.

Fig. 2. — Alternanță de tufuri și lave andezitice. Pîrîul Turului.
Alternance de tufs et laves andésitiques. Ruisseau Pîrîul Turului.

Fig. 3. — Curgere de lavă andezitică. Valea Borzești.
Coulée de lave andésitique. Vallée Borzești.

Planche VIII

Fig. 1. — Început de alterare elipsoidală a lavelor andezitice. Est de Chicuieț.
Commencement d'altération ellipsoïdale des laves andésitiques. Est Chicuieț.

Fig. 2. — Tufuri riolitice stratificate. Pîrîul Turului.
Tufs rhyolitiques stratifiés. Ruisseau Pîrîul Turului.

Institutul Geologic al României

Planche IX

Fig. 1. — Feldspat plagioclaz cu incluziuni de sticlă din andezitele cu piroxen rombic. N+ ; ×30.
Feldspath plagioclase à inclusions de verre des andésites à pyroxène rhombique. N+ ; ×30.

Fig. 2. — Andezit cu piroxeni rombici și monoclinici. N+ ; ×30.
Andésite à pyroxènes rhombiques et monocliniques. N+ ; ×30.

Planche X

Fig. 1. — Andezit cu piroxeni rombici și monoclinici. N+ ; ×30.
Andésite à piroxène rhombiques et monocliniques. N+ ; ×30.

Fig. 2. — Andezit. N+ ; ×30.
Andésite. N+ ; ×30.

Planche XI

Fig. 1. — Textură orientată în andezit. N+ ; ×30.
Texture orientée en andésite. N+ ; ×30.

Fig. 2. — Piroxen monoclinic maclat din andezitele cu piroxeni rombici și monoclinici. N+ ; ×30.
Pyroxène monoclinique maclé dans les andésites à pyroxènes rhombiques et monocliniques. N+ ; ×30.

Planche XII

Fig. 1. — Reacția dintre piroxenii rombici și monoclinici din andezite. N+ ; ×80.
Réaction entre les pyroxènes rhombiques et monocliniques des andésites. N+ ; ×80.

Fig. 2. — Latiandezit cu hornblendă. N+ ; ×30.
Latiandésite à hornblende. N+ ; ×30.

Planche XIII

Fig. 1. — Latiandezit cu hornblendă. N+ ; ×80.
Latiandésite à hornblende. N+ ; ×80.

Fig. 2. — Tuf andezitic cu radiolari. N+ ; ×80.
Tuf andésitique à radiolaires. N+ ; ×80.

Planche XIV

Fig. 1. — Tuf andezitic cu hornblendă. N+ ; ×30.
Tuf andésitique à hornblende. N+ ; ×30.

Fig. 2. — Dacit. N+ ; ×30.
Dacite. N+ ; ×30.

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

EM. I. GANDRABURA

HARTA GEOLOGICĂ
A REGIUNII
SĂNDULEȘTI–POIANA AIUDULUI

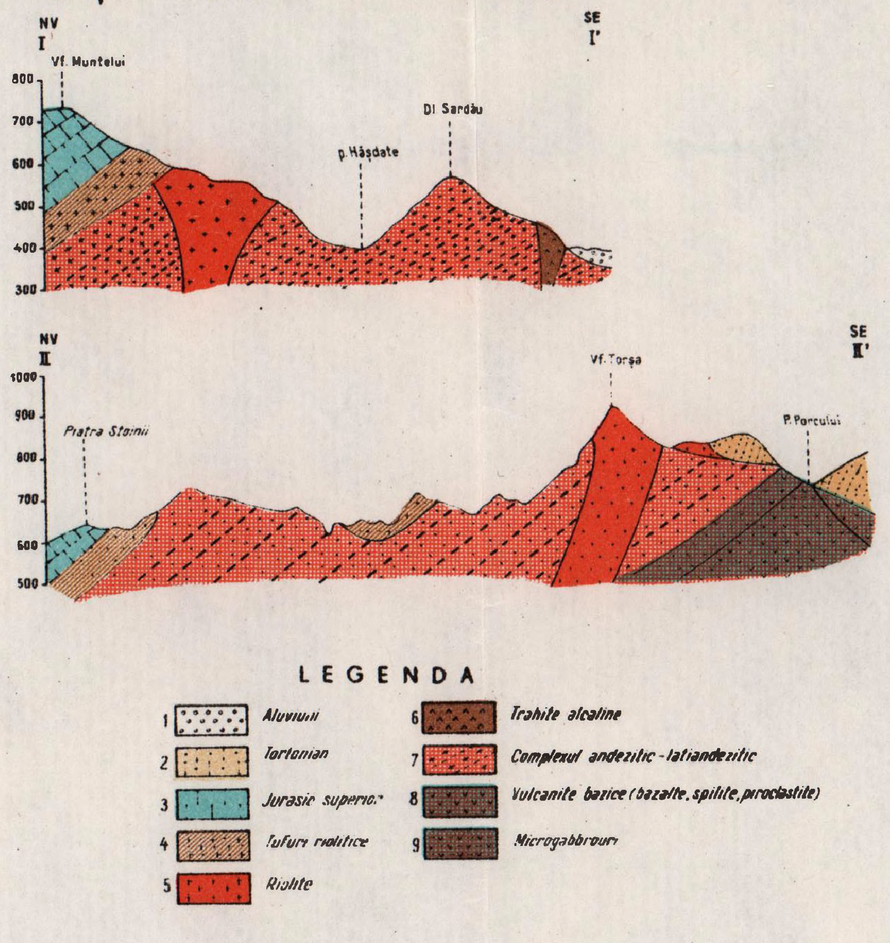
0 0,5 1Km

Copăceni
izv. Copăcenilor
Sândulești
Cheile Turzii
Dl. Alb
Dl. Bisericii
Dl. Lupilor
Vf. Muntelui
Petreștii de Sus
Contenit
Cheia
Coastele Muntelui
Dumbrava
Dl. Sardău
Muncelul Mic
Vf. Țiganului
Cornești
Buru
Coltul Feții
Moldovenești
Fluieriște
Dl. Mare
Takăș
izv. Fintina Totaiului
Piatra Stoinii
Pd. Nadaș
la Bruag
Vf. Ascuns
izv. Fintina Dracului
Darabani
Fintina de Aur
Finațul Mare
Vf. Iorșa
Pietrosu
Fierul Taurului
Rimetea
Grădina Speții
Piatra Secuiului
Gradina la Roma
Fața Monodolui
Gruiul Bradului
Pleșoara
Chicuieț
Cuploare
Dl. Roșu
Podeni
Colțești
Pleșa
Dîlma Troașului
Grădina Mare
Dl. Stînii
Braniște
Vf. Coposului
Pd. Rachișului
Dl. Bilii
Data
Rachiș
Vf. Bedeleului
Cornul Dealului
Fața Rîtului
Dl. Mare
Poiana Aiudului

LEGENDA

FORMAȚIUNI SEDIMENTARE CUATERNARE
1 Terase, conuri de dejecție, aluviuni
FORMAȚIUNI SEDIMENTARE NEOZOICE
2 Conglomerate, calcare organogene (Tortonian)
ERUPTIVUL BANATITIC
3 Porfire
FORMAȚIUNI SEDIMENTARE MEZOZOICE
4 Strate de Rimeți
Conglomerate, gresii, argile șistoase (Barremian - Albian)
5 Calcare de Stramberg (Jurasic superior)
COMPLEXUL OFIOLITIC MEZOZOIC
6 Aglomerate și tufuri riolitice
7 Riolite și riolite alcaline
8 Trahite alcaline
9 Dacite
10 Complexul andezitic-latiandezitic
Aglomerate, tufuri și curgeri de lavă
11 Latiandezite (filoane)
12 Andezite (filoane)
13 Spilite
14 Microgabbrouri
15 Bazalte și piroclastite bazaltice
16 Alterații

SECȚIUNI GEOLOGICE ÎN ZONA SĂNDULEȘTI–POIANA AIUDULUI



LEGENDA
1 Aluviuni
2 Tortonian
3 Jurasic superior
4 Tufuri riolitice
5 Riolite
6 Trahite alcaline
7 Complexul andezitic - latiandezitic
8 Vulcanite bazice (bazalte, spilite, piroclastite)
9 Microgabbrouri

Institutul Geologic al României

Project 25 : Stratigraphic Correlation of the
Tethys-Paratethys Neogene

STUDIUL BIOSTRATIGRAFIC AL NEOGENULUI SUPERIOR DIN SUD-VESTUL TRANSILVANIEI [1]

DE

VICTORIA LUBENESCU [2]

Biostratigraphy. Upper Neogene. Pannonian. Mollusca. Lithostratigraphic units. Congeria. Chronostratigraphy. Transylvania Basin. Pannonian zone.

Abstract

Biostratigraphic Study of the Upper Neogene in the South-West of Transylvania. This paper has as object the paleontologic study of some Pannonian molluscs and discussions of some problems on the stratigraphy of the Neogene. The Neogene consists of the following lithostratigraphic units : the Cîmpie Beds (Koch, 1884), Dobîrca Beds = Cerithium Beds, Săcădate Beds, Guşteriţa Beds and Vingard Beds. The Cîmpie Beds consist of the tufaceous horizon, evaporitic horizon, Radiolarian shales and *Spirialis* Beds, and represent the Badenian, namely the *Neopycnodonte navicularis* zone and the *Spirialis* assemblage (zones N_8-N_{13} of Blow, 1969). The Dobîrca Beds represent the lower part of the Sarmatian, the Buglovian and Volhynian respectively, with *Abra reflexa* and *Mactra eichwaldi*. The Săcădate Beds contain a fauna characteristic of the lower *Congeria* Beds besides Miocene reworkings. The Guşteriţa Beds contain the *Congeria banatica* assemblage, typical of the basin facies and an assemblage with melanopsids of the littoral type. Towards their terminal part the *Congeria partschi/Congeria zsigmondyi* assemblage occurs. The Vingard Beds characterize the terminal beds of the Neogene and contain an assemblage with *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*. The Upper Neogene deposits in the south-western part of the Transylvania Depression have been assigned to the Pannonian *s.s.*, to the zones C, D, E of the Vienna Basin and to the Extracarpathian Meotian. The Pontian species (*Congeria ungulacaprae*, *Caladacna steindachneri*, etc.) have been interpreted as early Pontian occurrences.

[1] Rezumatul tezei de doctorat susţinută la 14 mai 1976 la Universitatea „Al. I. Cuza" din Iaşi.

[2] Întreprinderea geologică de prospecţiuni pentru substanţe minerale solide. Str. Caransebeş nr. 1, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

TABLA DE MATERII

Pag.

1. Introducere 124
2. Istoric 125
3. Stratigrafie 126
3.1. Litostratigrafie 127
3.1.1. Strate de Cîmpie 127
3.1.2. Strate de Dobîrca 130
3.1.3. Strate de Săcădate 131
3.1.4. Strate de Guşterița 132
3.1.5. Strate de Vingard 133
3.2. Biostratigrafie 134
3.2.1. Zona Neopycnodónte navicularis 134
3.2.2. Zona Spirialis andrussovii 135
3.2.3. Asociația Abra reflexa/Ervilia trigonula 135
3.2.4. Asociația Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi/Cerithium rubiginosum . 135
3.2.5. Intervalul cu faună de amestec 137
3.2.6. Asociația Congeria banatica 137
3.2.7. Asociația Congeria partschi/Congeria zsigmondyi 137
3.2.8. Asociația Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae 141
3.3. Cronostratigrafie 142
3.3.1. Badenian 142
3.3.2. Sarmațian 143
3.3.3. Pannonian s. rstr. (= Malvensian) 144
3.3.3.1. Introducere 144
3.3.3.2. Istoric 144
3.3.3.3. Rezultate și paralelizări biostratigrafice 145
3.3.3.4. Concluzii 148
4. Paleontologie 149
5. Bibliografie 182
Rezumat 189
Explicații planșe 194

1. INTRODUCERE

Cu toate studiile efectuate asupra Neogenului din Transilvania, au rămas încă sectoare în care cercetările au fost mai puțin aprofundate.

Zona investigată este situată în sud-vestul depresiunii Transilvaniei (între rîul Mureș — la vest, și rîul Olt — la est), cu o lățime de aproximativ 20—30 km, delimitată la sud de munții Cibin (fig. 1).

În lucrarea de față am urmărit două obiective și anume : prezentarea unor concluzii de ordin stratigrafic privind Neogenul, precum și studiul paleontologic al unor moluște pannoniene.

În cursul cercetărilor și al întocmirii tezei de doctorat, am beneficiat de îndrumarea și sprijinul permanent al prof. dr. docent N e c u l a i

Institutul Geologic al României

Macarovici, membru corespondent al Academiei R. S. România, căruia îi aduc un respectuos omagiu și îi păstrez multă recunoștință.

Țin să aduc mulțumirile mele pentru sfaturile primite, prof. dr. docent Mircea Paucă, precum și colegilor Ionel Motaș,

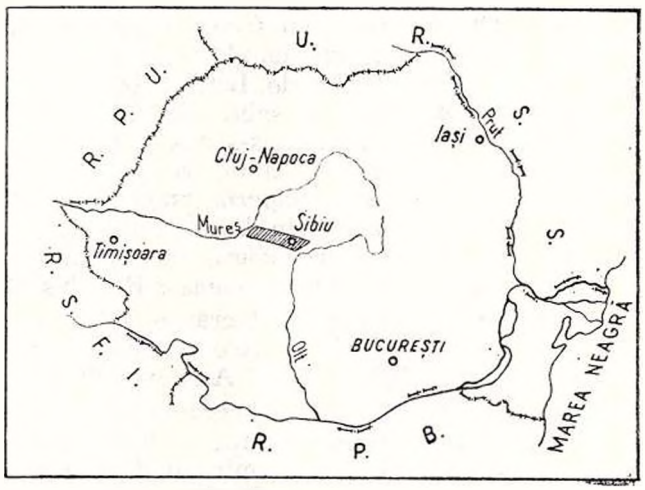


Fig. 1. — Amplasarea regiunii studiate pe harta Republicii Socialiste România.

Emplacement de la région étudiée sur la carte de la République Socialiste de Roumanie.

Florian Marinescu și Gheorghe Popescu de la Institutul de geologie și geofizică pentru fructuosul schimb de opinii și sugestiile date, care mi-au fost de un real folos.

De asemenea, țin să mulțumesc lui Dan Lubenescu pentru ilustrarea fotografică a materialului paleontologic.

2. ISTORIC

Evoluția investigațiilor geologice din regiunea studiată de noi a cunoscut diverse etape care corespund în general însăși cu fazele cercetării depresiunii Transilvaniei.

De la indicații sumare, la studii stratigrafice, paleontologice și tectonice asupra unor sectoare, studii de sinteză mai cuprinzătoare, precum și lucrări de prospecțiuni privind acumulări de substanțe minerale utile, bogata bibliografie geologică existentă ne oferă o diversitate de date din care vom selecta pe cele care vizează sectorul de la nord de munții Cibin.

Primele indicații cu caracter geologic aparțin lui Beudant (1822), Boué (1830), Ackner (1852), Neugeboren (1851, 1867), Andrae (1852, 1855), Steindachner și Bielz (1855).

În 1863 apare monografia lui Hauer și Stache bazată pe datele acumulate pînă în acel an.

Institutul Geologic al României

Contribuţii la studiul Neogenului din sud-vestul Transilvaniei aduc apoi Stur (1863, 1867), Bielz (1893) şi Koch (1900) care întocmeşte o a doua sinteză a Paleogenului şi Neogenului din întregul bazin.

După 1900, apar lucrările lui Halavàts (1904, 1910, 1911, 1914), Gaál (1912) şi Vitalis (1913).

În 1926, Lobonţiu face o scurtă privire asupra geologiei Transilvaniei divizînd „tortonianul" în : strate argiloase nisipoase foarte bogate în fosile, calcare de Leitha, brecii şi conglomerate fosilifere şi depozite de apă dulce şi salmastră. „Pannonianul-Ponţianul" îl separă în : orizontul inferior marnos-şistos şi marnos-argilos cu *Congeria banatica* R. Hörn. şi *Valenciennius reusi* Neum., orizontul mijlociu argilos-marnos ruginiu cu *Congeria zsigmondyi* Hal. şi orizontul superior argilos albăstrui, nisipos în bază şi nisipos cu pietrişuri în alternanţă cu argile la partea superioară, cu *Congeria subglobosa, C. partschi* Czjzek, *Melanopsis vindobonensis* Fuchs şi *M. impressa* Krauss.

Citäm, de asemenea, lucrările lui Cantuniari (1926), Drăghiceanu (1930), Mrazec şi Jekelius (1927), Ciupagea, Vancea (1935, 1937, 1942) şi Arabu (1940).

După 1950 se remarcă cercetările efectuate de Ilie, însoţite de hărţi 1 : 75 000 şi prospecţiunile pentru substanţe minerale utile, efectuate de geologi de la Comitetul Geologic, Ministerul Petrolului şi Direcţia de gaz metan — Mediaş (Tr. Ichim[3], 1958 ; M. Bîrlogeanu[4], 1958 ; I. Bucur[5], I. Gräf[6], 1959 ; M. Dumitriu et al.[7], 1964 ; I. Huică et al.[8], 1970).

În 1960, Vancea elaborează lucrarea de sinteză privind Miocenul şi Pliocenul din Transilvania, axată pe probleme de prospectare şi explorare a gazului metan.

O nouă monografie, datorată lui Ciupagea, Paucă şi Ichim, bazată pe un mare volum de documentaţii geologo-geofizice şi de foraje, apare în anul 1970. Încadrate „ciclurilor" Burdigalian-Helveţian-Tortonian-Buglovian, Sarmaţian şi Pliocen, formaţiunile neogene existente în sud-vestul depresiunii Transilvaniei sînt descrise în ideile geologilor Ilie şi Ichim.

Menţionăm apoi, notele cu caractere biostratigrafic întocmite de Maxim (1965), Paucă, Cehlarov (1967), Paucă, Dinescu (1967), Lubenescu, Gheorghian (1971), Lubenescu (1970, 1973), Lubenescu, Gheorghian (1973).

3. STRATIGRAFIE

În sectorul de sud-vest al depresiunii Transilvaniei o dezvoltare deosebită o are Miocenul şi mai ales Pannonianul sens restrîns (= Malvensian). Între Mureş şi Olt au fost identificate o serie de faciesuri,

[3–8] Arh. MMPG, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

precum și zone și asociații faunistice pe baza moluștelor descoperite în mare parte de noi.

Figura 2 reprezintă schematic dezvoltarea diverselor formațiuni recunoscute pe teren între Sebeș-Alba la vest și Săcădate pe Olt, la est.

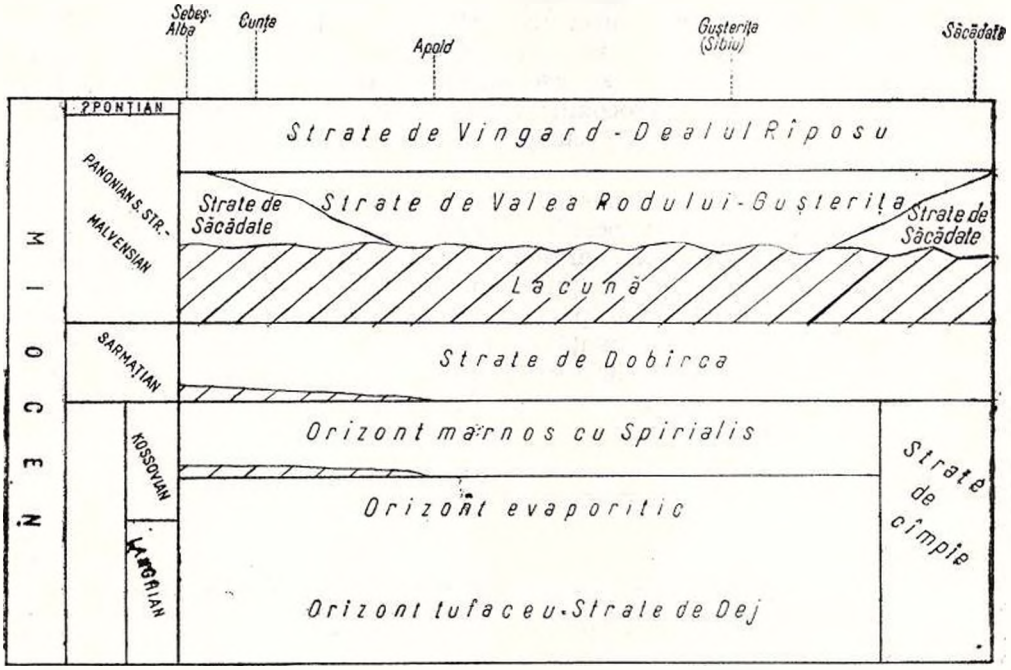


Fig. 2. — Schema variațiilor faciale în depozite miocene și pannoniene-malvensiene din sud-vestul Transilvaniei.

Schéma des variations faciales en dépôts miocènes et pannoniens-malvensiens du sud-ouest de la Transylvanie.

3.1. LITOSTRATIGRAFIE

3.1.1. **Strate de Cîmpie (Koch, 1884)** [9]

Conform definiției date de autor, „stratele de Cîmpie" cuprind depozitele care repauzează în nord-vestul Transilvaniei peste „strate de Hida" și suportă nisipurile sarmațiene.

În sectorul sudic al depresiunii Transilvaniei, aceste strate apar bine dezvoltate în special pe Valea Rodului (Apold), valea Dobîrca,

[9] În 1970, D. Gheorghian definește în sudul depresiunii Transilvaniei „strate de Apold" care sînt egale din punct de vedere biostratigrafic cu „stratele de Cîmpie". Avînd prioritate, am folosit în lucrarea de față denumirea dată de A. Koch de „strate de Cîmpie".

Institutul Geologic al României

valea Gîrbovei, valea Cărpiniș-Poiana, Cacova Sibiului, valea Mărăjdia, valea Steaza și Cut (coloane stratigrafice). O succesiune aproape completă aflorează pe Valea Rodului (30 km est de Sibiu).

Așa cum se observă din profilul acestei văi, termenii bazali se dispun peste o suită de argile violacee, verzui și cenușii cu intercalații de nisipuri cenușii care conțin trovanți și rare fragmente de *Chlamis* și *Ostrea*. Într-un singur nivel, cu o grosime de 2 m, a fost întîlnită o asociație microfaunistică săracă, formată din specii de *Chara*. Peste aceste depozite stau microconglomerate și nisipuri cenușii-negricioase, care suportă argile tufacee cu grosime ce variază între 75—300 m (fig. 3).

Orizontul tufaceu suportă depozitele care alcătuiesc ceea ce a fost denumit „orizontul evaporitic" ; acesta cuprinde o suită de marne și argile cenușii, verzui, slab micacee, stratificate și nefosilifere, uneori cu spărtură așchioasă și cu intercalații rare, centimetrice, de nisipuri gălbui, cenușii (cca 150 m) peste care se așază un complex gipsifer, cutat, format dintr-o alternanță de marne cenușii, foioase, cu intercalații și lentile de gipsuri zaharoide, impure, cu grosimi mici, marne argiloase cenușii, gălbui și marne rubanate, cenușiu-negricioase cu aspect disodiliform (20 m).

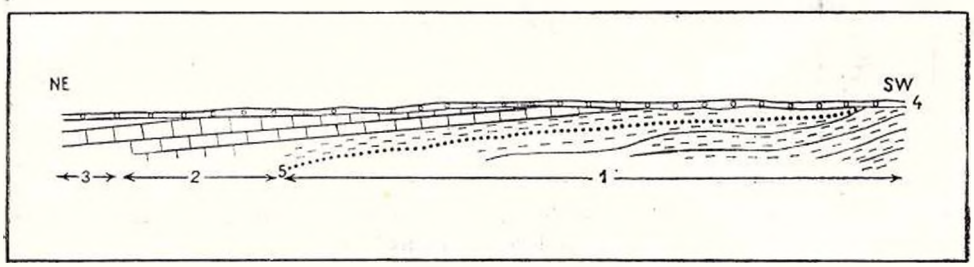


Fig. 3. — Profil sintetic pe valea Rodului (versant drept).
1, marne cenușii relate sarmațiene ; 2, marne negricioase pannoniene cu ostracode ; 3, marne vineții pannoniene cu *Congeria banatica* ; 4, pietrișuri de terasă ; 5, limită de transgresiune.

Coupe synthétique sur la vallée Rodului (versant droit).
1, marnes cendrées rayées sarmatiennes ; 2, marnes noirâtres pannoniennes à ostracodes ; 3, marnes violacées pannoniennes à *Congeria banatica* ; 4, graviers de terrasse ; 5, limite de transgression.

După o lacună de observație, în aval, aflorează marne cenușii cu *Spirialis* și alte moluște. Acestea sînt depozitele orizontului marnos cu *„Spirialis"* deschis pe valea Rodului pe cca 15—20 m și care suportă, după o altă lacună de observație, sedimentele sarmațiene.

În restul profilelor studiate de noi, stratele de Cîmpie sînt reprezentate printr-o parte din termeni (tab. 1). De remarcat ocurențele

Institutul Geologic al României

TABELUL 1

Răspîndirea moluștelor badeniene în diverse puncte fosilifere din sud-vestul Transilvaniei

Nr. crt.	Denumirea speciilor	Săsciori	Valea Rodului	Cacova Sibiului	Cut
1	2	3	4	5	6
	Lamelibranhiate				
1	*Anadara (Anadara) diluvii* Lamarck				×
2	*Anadara (Anadara) fichtelli grandis* (Schafer)				×
3	*Glycymeris (Glycymeris) pilosus deshayesi* Mayer				×
4	*Glycymeris (Glycymeris) cor* (Lamarck)				×
5	*Glycymeris (Glycymeris) pilosus* (Linné)				×
6	*Arcopsis (Arcopsis) papillifera* (Hoernes)				×
7	*Nucula (Nucula) nucleus* (Linné)		×	×	
8	*Corbula (Varicorbula) gibba* (Olivi)		×	×	
9	*Lucina (Linga) columbella* Lam.			×	
10	*Cardita (Cardiocardita) partschi* Goldf.				×
11	*Cardita scalaris* Sowerby				×
12	*Cardita calyculata* Linné			×	
13	*Venus (Ventricola) multilamella marginalis* Eichw.				×
14	*Venus (Ventricola) multilamella multilamella* Lamarck			×	×
15	*Chlamis elegans* (Andrzejowsky)				×
16	*Pitaria* sp.				×
17	*Neopycnodonte navicularis* (Brocchi)	×	×	×	
18	*Amusium (Amusium) cristatum badense* Font.			×	
19	*Spondillus* aff. *Spondillus crasicosta vindobonensis* Sacco			×	
20	*Chlamis* sp.			×	×
21	*Barbatia barbata* Linné			×	
	Gasteropode				
22	*Diloma (Oxystele) patula orientalis* (Cos., Peyrot)			×	
23	*Vermetus (Petaloconchus) intortus* Lam.		×	×	×
24	*Cerithium (Ptychocerithium) ornatum procrenatum* Sacco				×
25	*Cerithium* sp.			×	
26	*Bittium reticulatum* (Da Costa)				×
27	*Ancilla (Barispira) glandyformis* Lam.				×
28	*Cerithium (Thericium) rubiginosum* Eichw.				×
29	*Pirenella picta picta* Defr.		×		×
30	*Potamides (Potamides) gamlitzensis pseudoteodiscus* Strausz				×
31	*Alvania (Alvania) venus danubiensis* Cosm., Peyrot			×	
32	*Turritella (Archimediella) turris* Basterot				×
33	*Turritella (Archimediella) turris badensis* Sacco			×	×
34	*Turritella (Zaria) subangulata polonica* Friedb.				×
35	*Turritella (Archimediella) erronea erronea* Cossm.				×
36	*Turritella (Archimediella) pythagoraica* Hilb.			×	
37	*Turritella (Torculoidella) bicarinata* Eichw.			×	
38	*Nassa (Hinia) restitutiana hoernesi* (Mayer)		×		
39	*Nassa (Hinia) restitutiana* Font.		×	×	
40	*Nassa (Phrontis) dujardini* (Desh.)				×
41	*Nassa (Tritia) limata* Chemnitz				×
42	*Clavatulla (Clavatulla) interrupta* (Brocchi)			×	×

Institutul Geologic al României

(continuare tab. 1)

1	2	3	4	5	6
43	*Clavatulla (Clavatulla) ursulae* (R. Hoern., Auing.)				×
44	*Subula (Oxymeris) fuscata modesta* (Trist.)				×
45	*Clavus (Drillia) angustae* (R. Hoern., Auing.)				×
46	*Terebra (Terebra) neglecta* Michelotti				×
47	*Terebra (Micarella) basteroti* Nyst.				×
48	*Janiopsis angulosa* (Brocchi)			×	
49	*Natica (Lunatia) catena helicina* Brocchi			×	×
50	*Hinia (Uzita) rosthorni* Partsch				×
51	*Athleta (Athleta) ficulina haueri* (Hoernes)				×
52	*Mitrella (Atilia) falax* (Hoern.)				×
53	*Raphitoma (Raphitoma) hispidula* (Jan.)				×
54	*Narona (Sveltia) dertovaricosa* (Sacco)				×
55	*Perynotus (Perynotus) swainsoni* (Michelotti)				×
56	*Rissoina (Rissoina) podolica* Cossm.				×
57	*Conus (Chelyconus) vindobonensis* (R. Hoern., Auing.)			×	
58	*Conus (Chelyconus) fuscocingulatus* Bronn.				×
59	*Conus (Conolithus) dujardini* Desh.				×
60	*Conus (Conolithus) dujardini brezinae* Hoern.				×
61	*Dorsanum* sp.		×		
62	*Murex* sp.			×	
63	*Ficus (Fulguroficus) conditus* (Brogn.)				×
64	*Cyprea* sp.				×
65	*Lemintina arenaria* (Linné) Scaphopode				×
66	*Dentalium (Dentalium) sexangulum* v. *acutangularis* Cocconi			×	×

descoperite de noi la Cut (versantul drept al văii Secaș), unde se află gipsuri cenușii, impure, deranjate tectonic, intercalate între pelite fine, stratificate și suportînd transgresiv strate mai noi. Semnalăm, de asemenea, că la est de localitatea Cut, am descoperit marne argiloase cenușii, compacte, peste care stau nisipuri gălbui-albicioase fosilifere cu intercalații și lentile de pietrișuri fine, polimictice, în liantul cărora se găsesc de asemenea fosile (tab. 1).

3.1.2. Strate de Dobîrca = strate cu Cerithium (Koch, 1884)

Stratele de Dobîrca se caracterizează prin varietatea faciesurilor sub care apar.

Pe valea Dobîrca se dispun, într-un facies marnos-nisipos „stratele cu *Cerithium*" peste orizontul marnelor cu *Spirialis*. În bază am întîlnit marne cenușii, albicicase, marne vineții nisipoase foarte micacee, marne cenușii cu lentile cărbunoase și cu intercalații de nisipuri cu trovanți ce ne amintesc de „stratele de Feleac", marne albicioase cu aspect tufaceu și cu intercalații de nisipuri, nisipuri galbene fosilifere

Institutul Geologic al României

și cu nivele de marne argiloase stratificate și gresii cenușii dure. Întreaga succesiune pare să însumeze cca 300—400 m.

Pe valea Rodului, „stratele de Dobîrca" sînt reprezentate prin argile marnoase, cenușiu-albicioase, micacee, cu intercalații de nisipuri, marne și argile cenușii, masive, cu intercalații de ordinul milimetrilor de nisipuri, nisipuri galbene, fosilifere și cu nivele de marne argiloase stratificate și gresii cenușii dure. Întreaga succesiune însumează cca 300—400 m.

În sectorul Reciu-Răhău-Cîlnic, stratele cu ceriți care se dispun transgresiv peste șisturile cristaline sînt mai detritice, fiind alcătuite în special din nisipuri și pietrișuri. Pe valea Cîlnic, la est de biserica-cetate din comună, în versantul drept, aflorează nisipuri cenușii fosilifere, micacee, avînd cca 10 m grosime, cu galeți de marne cenușii.

Iviri de „strate cu *Cerithium*" se mai întîlnesc sporadic în împrejurimile Sibiului, la Orlat, valea Steaza și între Hîrtibaciu și valea Oltului. La sud de Orlat aflorează marne cenușii, rubanate, micafere cu intercalații tufitice și gresii cenușii fosilifere. Acestea suportă marne și argile cenușii, fosilifere. Pelite asemănătoare am întîlnit pe valea Hîrtibaciu și pe valea Cașoșului. În deschiderile de pe valea Cașoșului se urmărește o succesiune de marne cenușii cu intercalații milimetrice de nisipuri gălbui, fosilifere ; urmează gresii calcaroase în plăci, care suportă marne cenușii-negricioase cu lentile de pietrișuri mărunte și nisipuri gălbui lumașelice, nisipuri cu numeroși trovanți și intercalații de marne cenușii, gresii calcaroase dure, benzi de pietrișuri. Suita de sedimente sarmațiene însumează în estul regiunii 800—1 000 m grosime, iar în vest numai 50—400 metri.

3.1.3. Strate de Săcădate

Peste stratele de Dobîrca, repauzează depozite pannoniene = strate de Săcădate. Aflorimente reprezentative menționăm în estul comunei Săcădate pe Valea din Mijloc (afluent drept al Oltului), în dealul Rîposul, valea Nucilor etc., precum și la nord-vest de localitatea Cunța.

Termenii bazali ai stratelor de Săcădate (pl. XV, fig. 2) îi formează argile cenușii nefosilifere (0,3 m) care suportă marne cu galeți alcătuiți din cuarțite, șisturi cloritoase, gnaise și micașisturi. Din analizele mineralogice reiese că în ordinea frecvenței apar : cuarț, clorit, feldspat plagioclaz, muscovit, biotit, granat, zoizit și frecvent pirită autigenă sub formă de sferule. Liantul este pelitic, rareori psamitic, cenușiu-vinețiu. Argila cu galeți are o grosime de cca 1,00 m și remaniază elemente de argile cenușii-vineții cu diametre cuprinse între 0,03 și 0,4 m. Depozitele suprajacente sînt formate din argile cenușii, fine, compacte, stratificate, în bancuri de 0,3—0,5 m, cu lentile și nivele de nisipuri cenușiu-vineții, microconglomeratice, centimetrice și decimetrice, fosilifere și care suportă argile cenușii, dure cu intercalații de nisipuri cenușii cu remanieri de siltite cenușiu-vineții. Pachetul de strate descris are

Institutul Geologic al României

o grosime de cca 15 m (pl. XV, fig. 1) și susține o suită de nisipuri și pietrișuri fosilifere, deschise în dealul Riposul.

Depozitele bazale pannoniene sînt prezente și în nord-estul localității Cunța, în versantul drept al văii Secașul de Sebeș. În cele cîteva deschideri prezente se observă pietrișuri polimictice (alcătuite predominant din cuarțite, micașisturi, gnaise și paragnaise) fosilifere, cu intercalații centimetrice de argile cenușii-vinețiu. Aceste pietrișuri, cu o grosime de 3 m, suportă argile dure, compacte, cu filme și intercalații milimetrice de nisipuri (5 m).

În ambii versanți ai Văii din Mijloc s-au produs alunecări de mare amploare, reactivate după 1970, încît în prezent apar doar cîteva deschideri (pl. XVI, fig. 1).

Tot pe această vale, în amont, se disting blocuri de roci foarte bine rulate, cristaline, cu dimensiuni de cîțiva m^3 (pl. XVI, fig. 2).

Paucă și Cehlarov (1966) demonstrează că aceste blocuri reprezintă „materialul remanent de eroziune terestră, eluvii din epoca continentală" existentă între Sarmațian și Pliocen, formate pe seama depozitelor „tortoniene".

3.1.4. Strate de Guștericța

Faciesul pelitic cu *Congeria banatica,* se dezvoltă în jurul localității Apold, Gîrbova, Dobîrca, Guștericța, Alămor la vest și est de Sibiu, caracterizîndu-se prin predominanța argilelor, mai puțin a marnelor.

O dezvoltare ceva mai mare a acestui facies se poate urmări pe valea Rodului, între Apoldu de Sus și Apoldu de Jos (pl. XVII, fig. 1). Înainte de intrarea în Apoldu de Sus, venind dinspre amont, în versantul drept al văii (pl. XVII, fig. 2), se disting marne cafenii dungate, (5—6 m), nefosilifere, cu numeroase oglinzi de fricțiune, slab ondulate, care suportă argile negricioase, stratificate, cu înclinări mici (maximum 5°) și care conțin ostracode mari.

Argilele negricioase au intercalații slab siltitice și se prezintă masive, compacte, cu spărtură concoidală ; pe spărtură se observă paiete minuscule de mice. În compoziția mineralogică se disting : *(a)* masa de bază a argilei reprezentînd 98% (constituită din minerale argiloase în amestec intim cu calcit, sericit acicular pseudoorientat și clorit epigenetic, biotit, minerale opace) și *(b)* fracțiunea grezoasă de cca 2% (alcătuită din cuarț cu dimensiuni de 0,1085—0,093 mm — 0,062—0,496 mm, feldspat microclin cu dimensiuni de 0,0862—0,075 mm, zoizit și granat).

În componența masei de bază a rocii se remarcă o asociație intimă de calcit și minerale argiloase ca minerale allogenetice, precum și lamele fine, pseudoparalele, formate din sericit și clorit ca minerale epigenetice. Mineralele opace apar sub aspectul unor sferule izolate sau grupate. Biotitul se prezintă în lamele bine dezvoltate, decolorate, opacizate și cloritizate. Fracțiunea detritică este constituită din cuarț format din granule angulare sau subangulare cu muchii drepte. Feldspatul potasic este reprezentat prin microclin. Sporadic se disting minerale din grupul epidot, zoizit și accidental, granule de granat incolor, izotrop.

Institutul Geologic al României

Faciesul de Guşterița este deschis şi la intrarea în satul Gîrbova (unde se disting argile stratificate şi masive, cenuşiu-gălbui, cu intercalaţii de nisipuri), în versantul drept al văii Dobîrca, în apropiere de confluenţa sa cu valea Secaşului, la nord de localitatea Miercurea Sibiului, în dealul Măgura Copacului, în împrejurimile localităţilor Boz şi Doştat, la sud-vest de Sibiu pe un afluent al văii Cibinului şi pe valea Steaza.

Către partea terminală, stratele de Guşterița devin predominant nisipoase.

3.1.5. Strate de Vingard

Sedimentele terminale ale Pannonianului (= Malvesianului) din sud-vestul depresiunii Transilvaniei sînt reprezentate prin depozite psamito-psefitice, fosilifere, în centrul comunei Vingard şi în dealul Rîposul (est de Săcădate) şi nefosilifere pe marginea cristalinului, între comunele Sălişte, Vale, Poplaca, Orlat, Gura Rîului şi în jurul localităţilor Cîlnic şi Draşov.

Sedimentele de la Vingard (fig. 3) sînt alcătuite din nisipuri cenuşii, cuarţoase, fine, în alternanţă cu nisipuri microconglomeratice, care suportă nisipuri cu lentile centimetrice şi decimetrice de pietrişuri rulate (de cuarţ şi şisturi cristalofiliene) ; între acestea se găsesc intercalaţii centimetrice de argile gălbui şi galeţi de marne cenuşii. Nisipurile cuarţoase sînt constituite din elemente colţuroase pînă la slab rotunjite. La microscop se distinge : cuarţ, feldspat, calcit, fragmente de roci cuarţitice, turmalină şi pirită cu diametre minime 0,031—0,0186 mm şi maxime între 2—10 cm. În nisipuri se găsesc concreţiuni de marnocalcare fine, gălbui, cu structură pelitică şi textură masivă, omogenă.

În dealul Rîposul (Săcădate II) am întîlnit nisipuri lumaşelice, gălbui, cu lentile de siltite cenuşii, nisipuri cenuşii cu intercalaţii milimetrice de marne cenuşii (fig. 4).

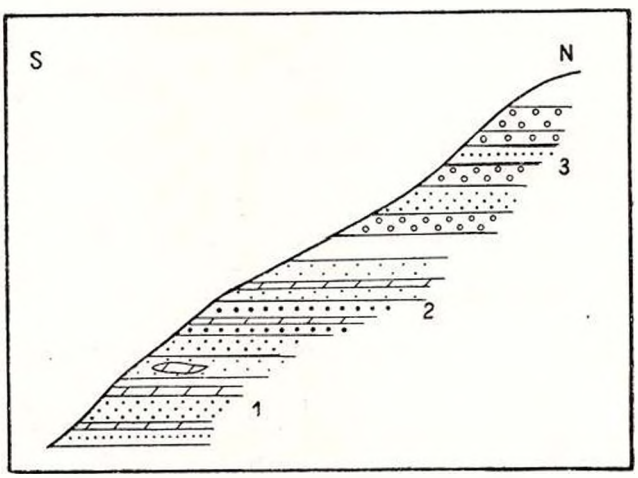


Fig. 4. — Secţiune în dealul Rîposul.
1, nisipuri lumaşelice cu lentile de siltite cenuşii ; 2, nisipuri cu intercalaţii milimetrice de marne cenuşii ; 3, nisipuri şi pietrişuri cu faună.
Section dans la colline Rîposul.
1, sables lumachelliques à lentilles de silthites cendrées ; 2, sables à intercalations millimétriques de marnes cendrées ; 3, sables et graviers à faune.

Institutul Geologic al României

În deschiderile întîlnite între localitățile Sălişte, Vale, Sibiel, Orlat, Gura Rîului, dealul Dîlma etc., sînt prezente pietrişuri polimictice şi nisipuri stratificate cenuşii şi roşcate (fig. 5). Pietrişurile cuprind uneori elemente mari, angulare, cu diametre cuprinse între 0,005—0,2 mm de

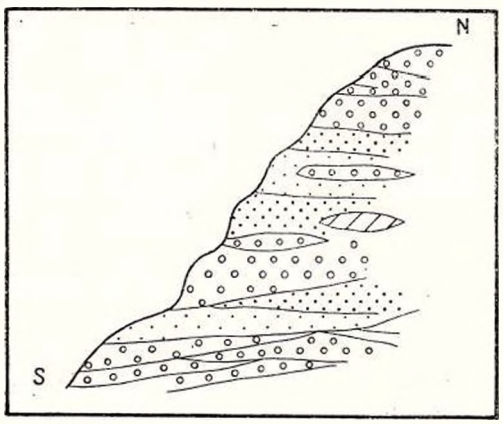


Fig. 5. — Secțiune în „strate de Vingard-dealul Rîposul". Versant estic al dealului Dîlma-Bîrcu Roşu : pietrişuri cu lentile şi intercalații de nisipuri, galeți de marne vineții şi concrețiuni calcaroase.

Section dans les „couches de Vingard-colline Rîposul". Versant est de la colline Dîlma-Bîrcu Roşu : graviers à lentilles et intercalations de sables, galets de marnes violacées et concrétions calcaires.

cuarțuri, amfibolite, micaşisturi, calcare cristaline, gnaise. Nisipurile au o granulație medie, sînt micacee şi prezintă nivele şi lentile de pietrişuri. Grosimea acestui complex detritic este de 30—40 m.

3.2. BIOSTRATIGRAFIE

Unitățile biostratigrafice separate de noi în Neogenul din sud-vestul depresiunii Transilvaniei, sînt reprezentate prin cîteva zone şi asociații.

Într-un interval de timp relativ lung, în care s-au acumulat sedimente variate, condițiile paleoecologice au determinat instalarea unor faune endemice.

În sectorul nord-vestic al depresiunii Transilvaniei, în Miocen, au fost făcute recent de către P o p e s c u (1975) zonări microbiostratigrafice pe baza evoluției foraminiferelor planctonice : *Globigerinoides, Praeorbulina, Candorbulina* şi *Velapertina*. Studiile microfaunistice efectuate de D o i n a G h e o r g h i a n în nordul munților Cibin au confirmat existența acestor zone şi în acest perimetru. Asociațiile de moluşte colectate dintr-o serie de puncte fosilifere, ne-au permis să distingem în Miocen două zone corespunzătoare celor două zone microbiostratigrafice : zona Neopycnodonte navicularis şi zona Spirialis andrussovii.

3.2.1. **Zona Neopycnodonte navicularis**

Corespunde intervalului de apariție şi dezvoltare maximă a speciei *Neopycnodonte novicularis ;* este caracteristică părții bazale a Miocenului marin. Identificată de noi în cîteva puncte pe marginea sudică

Institutul Geologic al României

a depresiunii Transilvaniei, această zonă are dealtfel o răspîndire destul de mare în țara noastră (Lubenescu et al., 1978).

Zona Neopycnodonte navicularis a fost identificată la Săsciori, pe valea Rodului, la Poiana și la Cacova Sibiului, cuprinzînd pe lîngă specia ce i-a dat numele, un cortegiu de foraminifere planctonice caracteristice : *Candorbulina glomerosa* (Blow), *C. universa* Jedl., *Globigerinoides* diverse specii. Coincide deci cu zonele N 8, N 9 — Blow (1969).

În țara noastră, zona este prezentă în nord-vestul Transilvaniei (sectorul Cluj-Popești, dealul Hoia, dealul Rozelor, Baciu) la Lăpugiu, Romoșel în bazinul Streiului inferior pe valea Silvașului, în bazinul Mehadiei (Hînculov, 1968), în bazinul Beiuș (Paucă, 1934), în Subcarpați (sectorul Cîmpina, valea Slănicului) și în depresiunea getică la Horezu, valea Tulburea și Romanii de Sus etc.

3.2.2. **Zona Spirialis andrussovii**

Corespunde zonelor N 10 partim — N 13 partim (Blow, 1969). Se caracterizează prin prezența pteropodului *Spirialis andrussovii* (apariție și dezvoltare maximă) în asociație cu foraminifere planctonice caracteristice zonei Velapertina. Deasupra evaporitelor de pe valea Rodului am recoltat o faună bogată de moluște cu *Nucula (Nucula) nucleus* Linné, *Corbula (Varicorbula) gibba* Olivi etc. (tab. 1).

Zăcămîntul de la Cacova Sibiului, cantonat, de asemenea, în depozite suprajacente evaporitelor, conține o foarte bogată și diversă faună de moluște : *Lucina (Linga) columbella* Lam., *Amusium (Amusium) cristatum badensis* Font. etc. (tab. 1).

Asociația faunistică descoperită de noi pe un mic ogaș drept al văii Secaș, în nisipuri gălbui-albicioase, cu lentile de pietrișuri fine, polimictice, se caracterizează printr-o abundență de lamelibranchiate, gasteropode și rare antozoare în asociație cu foraminifere planctonice caracteristice zonei Velapertina și a pteropodului *Spirialis andrussovii* (tab. 1).

3.2.3. **Asociația Abra reflexa/Ervilia trigonula**

Caracterizează partea bazală a stratelor de Dobîrca și implicit a Miocenului salmastru bazal și corespunde intervalului de apariție și dezvoltare maximă a speciilor *Abra reflexa* și *Ervilia trigonula* (valea Dobîrca, valea Hîrtibaciu, valea Pretanului ; tab. 2).

3.2.4. **Asociația Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi/Cerithium rubiginosum**

Corespunde intervalului de apariție și dezvoltare maximă a acestor doi taxoni, caracterizînd pelitele și psamitele terminale ale stratelor de Dobîrca. Prezintă o dezvoltare maximă pe cîteva profile : valea Rodului, valea Dobîrca, Cîlnic și valea Cașoșului.

Institutul Geologic al României

TABELUL 2

Răspîndirea moluștelor sarmațiene în diverse puncte fosilifere din sud-vestul depresiunii Transilvaniei

Nr. crt.	Denumirea speciei	Valea Cîlnic	Valea Rodului		Valea Dobîrca		Orlat	Valea Steaza		Valea Hîrtibaciu		Valea Pretanului		Cașoș
		vh.	bg.	vh.'	bg.	vh.	vh.	bg.	vh.	bg.	vh.	bg.	vh.	vh.
1	*Modiolus incrassatus incrassatus* d'Orbigny													
2	*Musculus sarmaticus* Gatuev													
3	*Ervilia trigonula* Sokolov	×				×	×		×	×			×	×
4	*Ervilia podolica dissita* Eichwald	×					×						×	
5	*Ervilia podolica conetna* Eichwald													×
6	*Donax lucidus* Eichwald													
7	*Cardium (Cerastoderma) vindobonense* Laskarev					×							×	×
8	*Cardium gleichenbergense* Papp													
9	*Solen subfragilis* Eichwald													
10	*Tapes vitalianus* (d'Orbigny)					×								×
11	*Tapes tricuspis tricuspis* (Eichwald)					×								×
12	*Tapes naviculatus* Hoernes													×
13	*Abra (Syndosmya) reflexa* Eichwald		×		×									×
14	*Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi* Laskarev	×				×								×
15	*Gibbula angulata angulata* (Eichwald)			×		×			×					
16	*Gibbula angulata spirocarinata* Papp			×		×			×					
17	*Calliostoma guttenbergi* (Hilber)					×								
18	*Pseudamnicola (Staja) sarmatica sarmatica* Jekelius	×				×								
19	*Pseudamnicola (Staja) tholosa* Jekelius	×				×								
20	*Mohrensternia inflata* (Andrzejowski)	×				×								
21	*Mohrensternia pseudoangulata* Hilber	×				×								
22	*Mohrensternia sarmatica* Friedberg	×				×								
23	*Mohrensternia banatica* Jekelius	×				×								
24	*Pirenella picta picta* (Defrance)	×					×		×		×		×	×
25	*Pirenella picta mitralis* (Eichwald)					×							×	
26	*Pirenella nodosoplicata* (M. Hoernes)	×				×								
27	*Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum* (Eichwald)	×				×			×		×	×	×	×
28	*Dorsanum duplicatum duplicatum* (Sowerby)	×				×								
29	*Clavatula doderleini* M. Hoernes					×								
30	*Acteocina (Acteocina) lajonkaireana* (Basterot)	×				×								×
31	*Acteocina (Acteocina) convoluta* Brocc.	×				×								
32	*Moesta sarmatica* Jekelius	×				×								×
33	*Oxistelle* sp.					×								

IGR Institutul Geologic al României

De remarcat asociația microfaunistică de foraminifere : *Elphidium macellum, Porosononion granosum* și de myside *(Paramysis mihaii* V o i c u) care însoțește cortegiul de moluște (tab. 2).

3.2.5. Intervalul cu faună de amestec

Se caracterizează printr-un amestec de faună (de moluște) sarmațiană și chiar mai veche (badeniană) și pannoniană, tipică stratelor inferioare cu congerii. Se dezvoltă în două sectoare principale, în estul regiunii, în jurul localității Săcădate și în vest, în jurul localității Cunța.

Genurile predominante întîlnite în fauna din acest interval sînt (în ordinea frecvenței) : *Melanopsis, Congeria, Cerithium, Cardium, Tapes, Ervilia, Pirenella* etc. Inventarul paleontologic al zăcămintelor cu faună de amestec este prezentat în tabelul 3. Menționăm că, această faună este proprie sedimentelor bazale pannoniene în facies psamito-psefitic din regiune care formează „stratele de Săcădate". Remarcăm ocurențele timpurii de *Melanopsis (Canthidomus)* ex gr. *defensa* și în același timp faunele endemice de melanopside și congerii cu cochilii robuste și cu tendință de gigantism *(Melanopsis fossilis, M. pseudoimpressa, M. (Canthidomus) trochiformis, Congeria* ex gr. *partschi* etc.).

3.2.6. Asociația Congeria banatica

Caracterizează faciesul de bazin foarte extins în Transilvania. Aflorimentele principale se întîlnesc pe valea Rodului (la ieșire din comuna Apoldu de Sus — către amont), la intrarea în satul Dobîrca (dinspre șoseaua națională Sibiu-Sebeș Alba), la Gușterița și Turnișor (lîngă Sibiu), în apropierea localităților Boz și Doștat. Asociația cuprinde : *Congeria banatica,* rar *Congeria digitifera, Paradacna lenzi, P. syrmiensis* (?), *Arcicardium costatum, A. protractum, Velutinopsis velutina, Undulotheca pancici, U. rotundata.* Remarcăm fauna endemică de (?) *Arcicardium costatum* și (?) *Arcicardium protractum* întîlnită numai pe valea Rodului.

Sincron faciesului pelitic de bazin, am recunoscut faciesul litoral cuprinzînd mai ales melanopside și congerii și mai rar lymnocardiide ; cel mai bine reprezentat este în împrejurimile comunei Apoldu de Sus (dealul gării), pe Valea de Mijloc și la Cisnădie. Îi sînt caracteristice următoarele fosile : *Congeria partschi, C. ramphophora, C. kispatici, C. neumayri, Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis, M. (Lyrcaea) fossilis, M. (Lyrcaea) stricturata, M. (Lyrcaea) inermis, M. (Lyrcaea) handmanni, M. (Canthidomus) defensa, Lymnocardium humilicostatum, Velutinopsis velutina.*

3.2.7. Asociația Congeria partschi/Congeria zsigmondyi

Caracterizează depozitele terminale ale stratelor de Gușterița și corespunde apariției *Congeriei zsigmondyi* și predominanței celor doi taxoni.

Institutul Geologic al României

TABELUL 3

Repartiția moluștelor găsite în depozitele pannoniene din sud-vestul Transilvaniei

Nr. crt.	Denumirea speciei	Miercurea Sibiului	Vingard	Cunța	Boz-Doștat	Gîrbova	Stăgătin	Dobîrca	V. Rodului	Apoldu de Jos	Amnaș Acîliu	Măgura Copacului	Turnișor Sibiu	Guștería	Valea din Mijloc Săcădate I	Dl. Riposul-Săcădate II
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
	Faună remaniată															
1	*Ervilia trigonula* Sokolov			×												×
2	*Ervilia podolica dissita* Eichwald			×											×	
3	*Ervillia dissita dissita* Eichwald			×											×	
4	*Cardium (Cerastoderma) vindobonensis* (Partsch, Lask.)			×											×	
5	*Tapes vitalianus* (d'Orb.)														×	
6	*Tapes tricuspis tricuspis* (Eichwald)			×											×	
7	*Mactra* aff. *Mactra bulgarica* Toula			×												
8	*Calliostoma podolicoformis* Kelesnikov			×												
9	*Mohrensternia inflata inflata* (Andrzejowski)														×	
10	*Pirenella picta picta* Defs.			×											×	
11	*Pirenella disjuncta* Sowerby			×											×	
12	*Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum* Eichw.			×											×	
13	*Cerithium banaticum* Jekelius														×	
14	*Dorsanum duplicatum duplicatum* (Sowerby)														×	
15	*Actaeocina (Actaeocina) lajonkaireana* (Basterot)			×											×	
16	*Moesia laevigata* Jekelius			×											×	
17	*Hydrobia frauenfeldi frauenfeldi* (M. Hoernes)															
	Faună pannoniană															
18	*Psilunio (Psilunio) atavus* (Partsch)		×													
19	*Lymnocardium (Limnocardium) secans* (Fuchs)		×								×					
20	*Lymnocardium (Limnocardium) promultistriatum* Jekelius		×													
21	*Lymnocardium (Limnocardium) polypleura* Brusina		×													
22	*Lymnocardium (Limnocardium) humilicostatum* Jekelius		×						×							
23	*Lymnocordium undatum* Reuss						×									

Institutul Geologic al României

(continuare tab. 3)

24	*Lymnocardium asperocostatum* Gorj.-Kramberger						×									
25	*Lymnocardium* sp. nov.		×													
26	*Lymnocardium (Pannonicardium) schmidti* (Hörnes)		×													
27	*Paradacna lenzi* (R. Hörnes)										×					
28	*Paradacna syrmiensis* Hoernes			×	×		×	×	×		×	×	×			
29	*Pseudocatillus* sp.	×		×	×		×	×			×	×	×			
30	*Caladacna steindachneri* (Brusina)	×														
31	? *Arcicardium costatum* (Gorj.-Kramberger)															
32	? *Arcicardium protractum* (Gorj.-Kramberger)							×								
33	*Congeria neumayri neumayri* Andrusov							×								
34	*Congeria zahalkai* Spalek		×					×								
35	*Congeria ramphophora ramphophora* Brusina													×		
36	*Congeria ramphophora vösendorfensis* Papp															
37	*Congeria soceni soceni* Jekelius													×		
38	*Congeria banatica* R. Hörnes													×		
39	*Congeria kispatici* Pavlovič													×		
40	*Congeria* sp. nov.			×		×	×	×	×			×	×			
41	*Congeria partschi partschi* Czjzek		×											×		
42	*Congeria partschi globosalesta* Papp													×		
43	*Congeria zsigmondyi* Halaváts															
44	*Congeria partschi macarovicii* n. ssp.		×													
45	*Congeria pancici pancici* Pavlovič			×				×	×	×						×
46	*Congeria subglobosa jekeliusi* n. ssp.		×											×		×
47	*Congeria subglobosa longitesta* Papp		×	×					×	×				×		×
48	*Congeria subglobosa gigantica* Pavlovič		×							×						
49	*Congeria subglobosa hemiplycha* Brusina		×											×		
50	*Congeria ungulacaprae* (Muenster)		×							×						×
51	*Congeria prezujovici* n. sp.	×														
52	*Melanopsis (Lyrcaea) impressa* Krauss			×										×		×
53	*Melanopsis (Lyrcaea) fossilis fossilis* (Martini, Gmelin)		×	×					×	×				×		×
54	*Melanopsis (Lyrcaea) fossilis constricta* Handmann			×										×		×
55	*Melanopsis (Lyrcaea) fossilis pseudoimpressa* Papp		×	×					×	×				×		×
56	*Melanopsis (Lyrcaea) fossilis coaequata* Handmann													×		×
57	*Melanopsis (Lyrcaea) fossilis rugosa* Handmann													×		

Institutul Geologic al României

(continuare tab. 3)

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
58	*Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis vindobonensis* Fuchs		×							×	×	×			×	×
59	*Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis paucăi* n. ssp.		×													×
60	*Melanopsis (Lyrcaea) inermis inermis* Handmann														×	×
61	*Melanopsis (Lyrcaea) stricturata stricturata* Brusina														×	
62	*Melanopsis (Lyrcaea) handmanni handmanni* Brusina														×	
63	*Melanopsis (Canthidomus) bouéi bouéi* Férussac														×	
64	*Melanopsis (Canthidomus) bouéi rarispina* Lörenthey														×	
65	*Melanopsis (Canthidomus) defensa defensa* Fuchs														×	
66	*Melanopsis (Canthidomus) bouéi affinis* Handmann														×	×
67	*Melanopsis (Canthidomus) bouéi multicostata* Handmann														×	
68	*Melanopsis (Canthidomus) bouéi sturi* Fuchs														×	
69	*Melanopsis (Canthidomus) defensa trochiformis* Fuchs														×	
70	*Melanopsis (Canthidomus) defensa elongata* Gillet, Marinescu														×	×
71	*Theodoxus politioanei* Jekelius														×	×
72	*Theodoxus (Calvertia) banaticus* Jekelius														×	
73	*Theodoxus crenulatus* Klein														×	
74	*Theodoxus carasiensis* Jekelius														×	
75	*Timisia* sp.														×	
76	*Planorbis ponticus* Lörenthey														×	
77	*Gyraulus tenuistriatum* Gorjanović-Kramberger								×					×		
78	*Undulotheca pancici* (Brusina)								×					×		
79	*Undulotheca rotundata* (Gorjanović-Kramberger)					×			×		×			×		
80	*Velutinopsis velutina* (Deshayes)	×	×			×			×			×	×	×	×	
81	*Eobania* sp.		×													
82	*Helix* sp.		×													
83	*Planorbis* sp.		×													

Institutul Geologic al României

Această asociație se întîlnește atît în faciesurile litorale cît și în cele de larg (de bazin). Faciesul de bazin a fost întîlnit pe valea Rodului, în dealul Apoldu de Jos, în dealul Morii de Vînt, pe drumul dintre localitățile Apold-Sîngătin, în jurul satului Amnaș ; el cuprinde : *Congeria partschi, C. zsigmondyi, C. spathulata, C. prezujovici, Lymnocardium undatum, L. asperocostatum, Caladacna steindachneri, Pseudocatillus, Velutinopsis velutina, Undulotheca rotundata, U. pancici.*

În faciesul litoral, mai puțin reprezentat în sud-estul Transilvaniei, o mare dezvoltare o au congeriile și melanopsidele : *Congeria partschi, C. zsigmondyi, C. subglobosa* (f. rar), *Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis, M. (Lyrcaea) fossilis, M. (Lyrcaea) fossilis pseudoimpressa, Eolymnium atavus.*

Această asociație a fost recunoscută pe valea Rodului (în dreptul comunei Apoldu de Jos), în dealul Morii de Vînt (Miercurea Sibiului), în apropierea localității Amnaș și Aciliu (tab. 3).

3.2.8. **Asociația Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae**

Corespunde dezvoltării maxime a acestei specii și este cantonată în sedimentele terminale ale Neogenului superior din Transilvania (partea sa de sud-vest).

Bogata faună de moluște a acestei asociații litorale este reprezentată prin congerii specializate, lymnocardiide evoluate, melanopside și unionide : *Congeria subglobosa, C. subglobosa giganthica, C. subglobosa jekeliusii* n. ssp., *C. subglobosa hemiptycha, C. ungulacaprae, C. partschi macarovicii, Lymnocardium (Lymnocardium) secans, L. (Lymnocardium) polypleura, Lymnocardium* sp. n., *L. (Pannonicardium) schmidti, Melanopsis (Lyrcaea) fossilis, M. (Lyrcaea) fossilis pseudoimpressa, M. (Lyrcaea) vindobonensis, M. (Lyrcaea) vindobonensis paucai, M. (Canthidomus) defensa defensa, M. (Canthidomus) defensa trochiformis, Eolymnium atavus.*

Un interesant zăcămînt conținînd o faună diversă (în special congerii și melanopside) este cel de la Vingard.

Așa cum a remarcat și K o c h, pietrișurile de aici, mai puțin nisipurile, „apar punctate în alb, datorită marelui număr de cochilii de moluște, albe, foarte sfărîmicioase, dar în pofida acestei mari cantități de lamelibranhiate și gasteropode, abia se poate scoate un exemplar întreg și anume cînd este impregnat cu o soluție de clei" (K o c h, 1900, p. 200). Cu toate acestea, colectarea atentă timp de mai mulți ani ne-a permis adunarea unui bogat material paleontologic, reprezentat (în ordinea frecvenței) prin specii și subspecii ale genurilor *Melanopsis, Congeria, Unio, Lymnocardium, Velutinopsis* etc.

Congeria subglobosa, Melanopsis vindobonensis, M. fossilis sînt distribuite în partea bazală a deschiderii, pe cînd în stratele superioare predomină *Melanopsis pseudoimpressa, Eolymnium atavus* și *Congeria ungulacaprae* (tab. 3).

Institutul Geologic al României

Menționăm ca un fapt caracteristic zăcămîntul faunistic de la Vingard, aspectul melanopsidelor care au tendință accentuată de alungire a ultimului tur de spiră.

Un alt zăcămînt la fel de bogat se află în dealul Rîposu, lîngă localitatea Săcădate (Săcădate II). Fauna este cantonată în nisipuri lumașelice gălbui, cu lentile de siltite cenușii, cu nivele milimetrice de argile cenușii și nisipuri galbene, micacee cu intercalații de pietrișuri cuarțoase (tab. 3).

3.3. CRONOSTRATIGRAFIE

Datarea depozitelor din depresiunea Transilvaniei — zona sud-vestică — a preocupat o serie de cercetători încă din secolul trecut. În monografia lui H a u e r și S t a c h e (1863), formațiunea neogenă este divizată în : a) strate cu congerii ; b) strate cu ceriți ; c) strate marine. K o c h (1900), atribuie Miocenului „stratele de Cîmpie" și stratele cu ceriți, și Pliocenului-Ponțianului, depozitele suprajacente.

Scara cronostratigrafică stabilită de K o c h a fost adoptată în continuare de aproape toți geologii care au lucrat în depresiunea Transilvaniei. Astfel, majoritatea cercetătorilor au fost de acord în a distinge : Tortonian, Sarmațian și Pontian. Adaptîndu-ne unei terminologii noi, mai exacte, am separat : Badenian, Sarmațian și Pannonian (= Malvensian).

3.3.1. **Badenian**

Tortonianul a fost definit (C h. M a y e r-E i m a r, 1858) la Tortona, pe versantul de nord al Apeninilor (provincia Alessandria) Piedmont și corespunde pachetului de strate (marine) cu o bogată faună, care urmează peste o serie argilo-marnoasă din pat, atribuită unui „elveziano" pe criterii de superpoziție.

M a y e r-E i m a r înglobează, de asemenea, la Tortonian, încă din 1889, formațiunea denumită „tegelul de Baden" din bazinul Vienei. Cercetările de detaliu din ultimele decenii au demonstrat însă că această formațiune nu este sincronă cu Tortonianul de la Tortona. Din acest motiv, a fost propusă denumirea de Badenian care înlocuiește astfel ceea ce a fost descris în Paratethysul central ca Tortonian. De altfel, Tortonianul din Tethys are baza la 10 milioane ani în timp ce tuful de Dej de la baza Badenianului, la 18—19 milioane ani vechime.

Badenianul are poate un inconvenient, dezvoltîndu-se pe un interval de timp prea mare, similar unui superetaj.

După cum arată P o p e s c u (1975), referindu-se la corelările Tethys-Paratethys, Langhianul și partea inferioară a Badenianului (= Lanzendorfian) sînt echivalente.

Pentru intervalul cuprins între Langhian și Sarmațian, corelările cu Tethysul pe bază de foraminifere devin foarte dificile. Etajul Kossovian, propus de P i s c h v a n o v a (1968) pentru aceste interval cores-

Institutul Geologic al României

punde şi în sud-vestul Transilvaniei cît şi în restul ţării noastre depozitelor cu evaporite, şisturilor cu radiolari şi marnelor cu *Spirialis*.

În regiunea noastră, depozitele bazale ale stratelor de Cîmpie conţin o asociaţie de moluşte cu Neopycnodonte, precum şi o mare bogăţie de foraminifere *[Orbulina sutturalis/Globorotalia (Turborotalia) bykovae]*.

Primele strate de sub orizontul cu gipsuri, precum şi intercalaţiile argiloase dintre evaporite conţin *Pseudotriplaxia* (Lubenescu şi Gheorghian, 1973) element de corelare în cuprinsul Paratethysului central.

Nivelele suprajacente evaporitelor se caracterizează prin prezenţa foraminiferelor pelagice din grupul *Velapertina* şi a Spiratelelor. Numai pe cîteva profile (valea Rodului, Mărăjdia şi Steaza) au fost întîlniţi şi radiolari din grupul *Spongodiscus*. Aceste elemente sînt importante şi ele pentru corelările la distanţe mai mari.

3.3.2. Sarmaţian

Depozitele care conţin faună sarmaţiană se dispun fie în continuitate de sedimentare peste termenii badenieni, fie transgresiv şi discordant peste alţi termeni stratigrafici.

În partea de sud-vest a depresiunii Transilvaniei, pragul paleontologic ce marchează începutul Sarmaţianului constă din dispariţia bruscă a speciilor existente în Kossovian şi apariţia unei faune bogată în indivizi şi săracă în genuri : *Abra, Ervilia, Anomalinoides dividens, Articulina problema* etc., echivalentă cu cea a Buglovianului în sensul Macarovici (1967—1972).

Sedimentele pelitice suprajacente conţin o faună salmastră uşor diversificată *(Ervilia podolica, Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi, Cardium gleichenbergense* şi *Quinqueloculina akneriana, Elphidium macellum)* întîlnită frecvent în Volhinianul din Podişul Moldovenesc.

Lipsa diverselor moluşte bessarabiene, în primul rînd a mactrelor, demonstrează absenţa Bessarabianului în regiunea noastră. Prezenţa mysidelor, considerată de unii cercetători ca argument hotărîtor pentru existenţa Bessarabianului, nu o putem lua în consideraţie întrucît, după părerea noastră, acestea nu apar constant la acelaşi nivel biostratigrafic.

De altfel, în ultima vreme a existat tendinţa la unii autori, de a atribui orice ivire de sedimente sarmaţiene din domeniul pannonic atît Volhinianului cît şi Bessarabianului inferior. În realitate, din analiza atentă a inventarului faunistic reiese că în numeroase cazuri este prezent în speţă numai Volhinianul, Bessarabianul fiind îndepărtat prin eroziune şi în foarte rare cazuri apărînd depăşit de termenii mai noi.

După cum arată Andrusov (1899), Barbot de Marny a fost primul care a arătat că „stratele salmastre" sau „stratele cu ceriţi" au o mare dezvoltare în Ucraina sudică. Considerînd că ambele denumiri sînt nepotrivite pentru depozitele din acea regiune, Barbot de Marny a propus pentru ele numele de „etaj sarmaţian". Primul însă care a folosit această denumire într-un articol publicat a fost Suess

Institutul Geologic al României

(1866) care a dat o definiție clară etajului Sarmațian. Din păcate, corelarea Sarmațianului din bazinul Vienei cu cel din bazinul euxinic se poate face numai parțial. Sarmațianul din bazinul pannonic este echivalent cu Buglovianul, Volhinianul și o mică parte din Bessarabianul bazinului dacic și euxinic.

3.3.3. **Pannonian sens restrîns (= Malvensian)**

3.3.3.1. *Introducere*

Încadrarea cronostratigrafică a depozitelor cu faună dulcicolă care se dispun aproape în întreg domeniul pannonic transgresiv și discordant peste depozite sarmațiene sau peste termeni mai vechi, a fost o temă dezbătută pe larg de numeroși cercetători, vreme de peste o sută de ani.

Rezolvarea acestei probleme majore depinde de lămurirea altora și anume de modul de depunere a stratelor cu faună dulcicolă (în continuitate de sedimentare sau după o puternică eroziune ?) și de perioadele de comunicare cu apele bazinelor dacic și euxinic.

3.3.3.2. *Istoric*

Un foarte sumar istoric ne dezvăluie felul în care au evoluat diferitele concepții ale unor cercetători și concretizarea eforturilor acestora pînă în zilele noastre.

„Stratele cu congerii", noțiune introdusă de Hoernes în 1851, sînt divizate de Reuss (1868) în orizontul inferior cu melanopside și orizontul superior cu cardiacee și *Valenciennesia.* Barbot de Marny (1896) paralelizează stratele cu congerii cu Pontianul rusesc. În 1875, Neumayr și Paul împart depozitele din Slavonia în „strate cu *Rhomboidea*" și „strate cu paludine".

Patru ani mai tîrziu, Telegd definește Pannonianul ca fiind suita de sedimente mai noi decît Sarmațianul și mai vechi decît Cuaternarul, în cadrul cărora nu puteau fi separate decît etajele Pontian și Levantin cunoscute la acea vreme.

Studiind „stratele cu *congeria*", Andrusov (1866) le atribuie Pontianului, iar între 1895—1898, pe baza datelor din literatura de specialitate prin care se demonstra continuitatea de sedimentare de la Sarmațian la Pannonian (Fuchs, 1870), tot Andrusov echivalează stratele inferioare cu congerii cu Meoțianul bazinului euxinic și stratele superioare cu congerii (orizontul cu *Rhomboidea)* cu Pontianul rusesc și dacic. Același autor definește Slavonianul pentru stratele inferioare cu congerii.

Restrîngînd Pannonianul, Lörenthey (1904) atribuie „stratele cu paludine" Levantinului.

Ideea continuității de sedimentare de la Miocen la Pliocen a fost susținută mai departe de Schretter (1912), Laskarev (1924), Friedl (1931) și în același timp infirmată de Krejci-Gräf (1931), Jekelius (1935, 1943), Paucă (1935). În același timp, Gillet (1933,

Institutul Geologic al României

1934, 1943) echivalează Slavonianul cu Kersonianul și Meoțianul bazinului euxinic.

Stabilind existența unei importante lacune de sedimentare între Bessarabian inferior-Pontian, Jekelius (1944) atribuie Pontianului stratele inferioare și superioare cu congerii din domeniul pannonic. Această concluzie este îmbrățișată și de cercetătorii români pînă după 1960.

Ulterior, în lucrările lui Papp (1951, 1953) și Stevanović (1951, 1957, 1959) se argumentează existența unei continuități de sedimentare de la Sarmațian la Pannonian.

Stevanović (1951) restrînge denumirea de Pannonian pentru stratele inferioare cu congerii și aceea de Pontian pentru stratele superioare cu congerii.

Acceptînd noile idei privind biostratigrafia Neogenului superior cercetătorii români încep să atribuie stratele inferioare cu congerii, Pannonianului *s. str.* și stratele superioare cu congerii, Pontianului (Lubenescu, 1963; Denisa Lupu, 1963; Lubenescu et al., 1970; Marinescu, 1967, 1973; Gillet, Marinescu, 1972 etc.).

În ultimul deceniu, pentru intervalul dintre Sarmațian (în sensul lui Suess) și Pontian (în sensul lui Andrusov), Motaș și Marinescu (1969) au propus folosirea denumirii de Malvensian reprezentat, între altele, în depresiunea getică prin stratele cu *Radix* din Oltenia, iar în zona de curbură a Carpaților Orientali prin partea inferioară a stratelor de Milcov.

Malvensianul poate înlocui Pannonianul sens restrîns din domeniul pannonic, motiv pentru care folosirea sa este mai indicată în aceste zone întrucît noțiunea de „Pannonian" are în literatura de specialitate felurite înțelesuri.

Malvensianul poate fi folosit de asemenea, ca superetaj fără a se înlătura prin aceasta utilizarea subdiviziunilor mai vechi ale Sarmațianului (Bessarabian, Kersonian), precum și a Meoțianului.

3.3.3.3. *Rezultate și paralelizări biostratigrafice*

Studiile efectuate și în depresiunea Transilvaniei, nu au putut demonstra pînă în prezent continuitatea de sedimentare dintre Sarmațian și Pannonian. Dacă în timpul Sarmațianului ar fi avut loc o transformare continuă, progresivă a faunei, ar fi trebuit să se găsească deja un complex de strate în care bogata faună sarmațiană să posede caractere de tranziție către noua faună dulcicolă.

Papp (1953) identifică în carotele unor foraje executate în bazinul Vienei, exemplare degenerate semisalmastre. Datele de foraje efectuate în Transilvania, Banat și regiunea Crișurilor, nu au pus în evidență asemenea faune. Stratele inferioare cu congerii se dispun transgresiv și discordant, uneori numai aparent în continuitate de sedimentare, peste depozitele volhiniene, mai rar bessarabiene sau peste termeni stratigrafici mai vechi.

Institutul Geologic al României

Analizînd minuțios conținutul unor faune amestecate, situate în baza Pannonianului, am constatat că acestea nu reprezintă în nici un caz forme de tranziție de la Sarmațian la Pannonian (Koch, 1900 ; Arabu, 1940) ci forme pannoniene cu remanieri de specii sarmațiene și chiar mai vechi. Au fost erodate și redepuse chiar blocuri și fragmente din formațiuni cristaline (Săcădate. Valea din Mijloc — foto) și de calcare cu *Lithothamnium,* badeniene (Apold, Dobîrca, Cunța, Săcădate).

Fauna pannoniană apăruse cu mult înainte, probabil în timpul Miocenului inferior. Ea constă dintr-o faună oligohalină care își făcuse apariția la gurile unor rîuri și estuare în Miocen, conviețuind timp îndelungat în biotopuri separate (Jekelius, 1935, 1943 ; Paucă, 1965 ; Marinescu, Istocescu, 1972).

După cum se știe, marea pannoniană se caracterizează prin frecvența remarcabilă a cinci familii de moluște : dreissenide, melanopside, lymnocardiide, unionide și viviparide. Între acestea, o deosebită importanță, o au lymnocardiidele și dreissenidele.

În depresiunea Transilvaniei au fost puse în evidență două tipuri de zăcăminte (depuse în Pannonian = Malvensian — fig. 6) : litorale și de larg. Apele litorale puțin adînci adăposteau o înfloritoare faună de moluște săracă în genuri și foarte bogată în indivizi, cu cochilii groase, uneori ornamentate, capabile să reziste acțiunii valurilor. Fauna de bazin, alcătuită din genuri cu cochilii subțiri, fine, de talie mică, este de asemenea săracă în genuri și foarte bogată în indivizi.

Au fost identificate de noi cîteva asociații de moluște de tip „assamblage zone" și care reprezintă depuneri ale faciesului litoral și de larg.

Astfel, fauna de amestec de tip litoral se dezvoltă la marginea sudică a bazinului Transilvaniei. Asociația cu *„Congeria banatica"* este tipică faciesului de bazin pe cînd cele două asociații cu *„Congeria partschi/Congeria zsigmondyi"* și cu *„Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae"* reprezintă de asemenea asociații faunistice litorale însă ceva mai noi.

După cum s-a remarcat de către unii cercetători (Jekelius, 1935, 1943 ; Paucă, 1935, 1965, 1972 ; Istocescu, 1971), fauna faciesului pannonic dezvoltată în mici bazine lacustre mai mult sau mai puțin independente care alcătuiau laolaltă marele bazin pannonic denumit de către Jekelius „bazinul Dunării mijlocii", a căpătat cum era și firesc caractere endemice.

Schimbul reciproc de faune care a avut loc în unele perioade, odată cu restabilirea comunicațiilor, a complicat atît aspectul poziției cît și sincronismul diferitelor grupe de organisme.

În urma studiilor din ultimul timp, au fost recunoscute perioade de timp cînd diferitele bazine aveau legături între ele, legături care au permis schimburi de faune (Macarovici et al., 1965 ; Eberzin et al., 1966). Între acestea, prima mare migrație spre est a unor specii de dreissenide de tip pannonic se remarcă în timpul Bessarabianului

Institutul Geologic al României

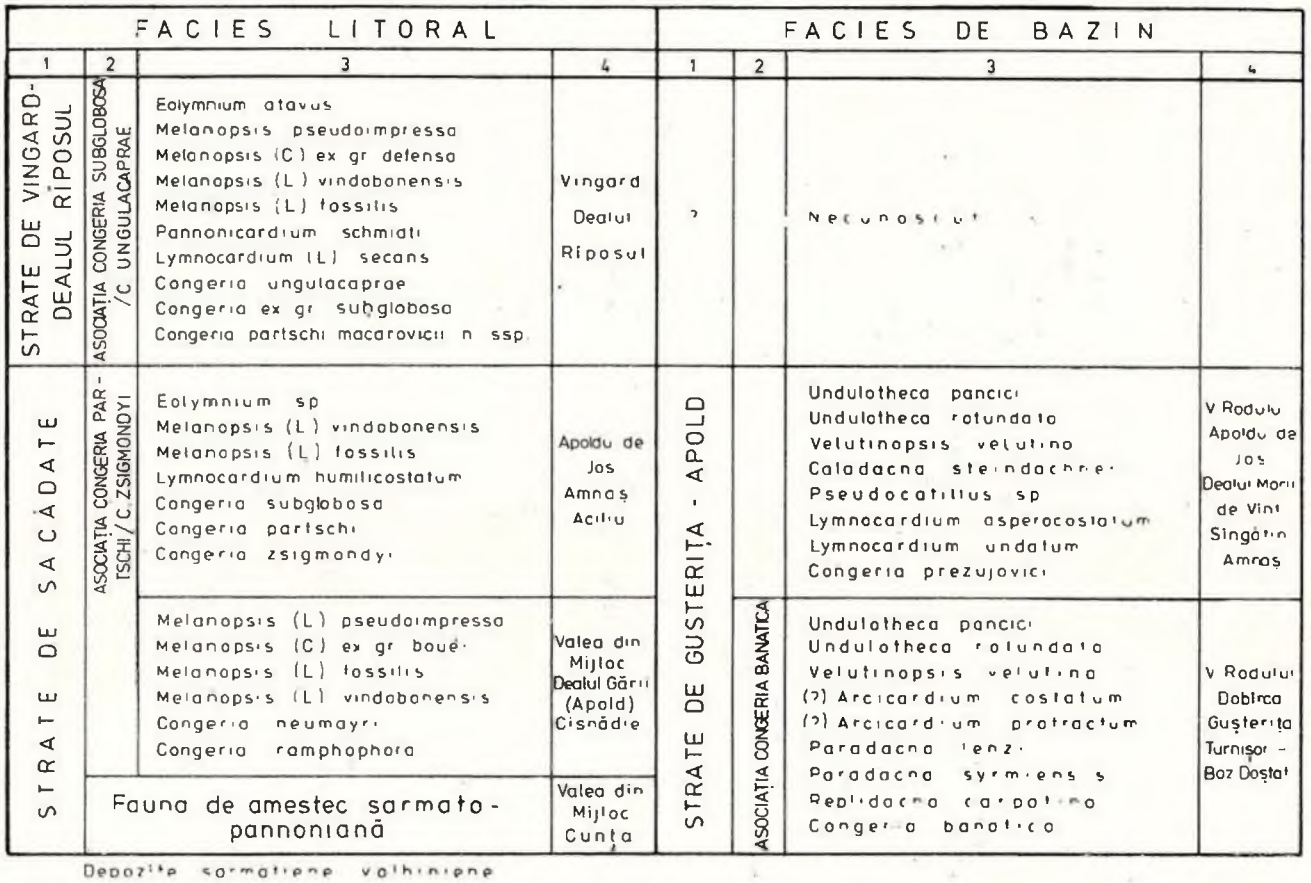


Fig. 6. — Faciesurile pannoniene-malvensiene din sud-vestul Transilvaniei.
1, denumirea litologică a stratelor ; 2, asociația faunistică ; 3, denumirea moluștelor ; 4, zăcăminte faunistice.
Faciès pannonien-malvensiens du sud-ouest de la Transylvanie.
1, dénomination lithologique des couches : 2, association faunistique ; 3, dénomination des mollusques ; 4, gisements faunistiques.

Institutul Geologic al României

superior. Într-un interval al Sarmaţianului de tip euxinic se întîlnesc frecvent congerii mytiliforme, cu aspect pannonic (Jeanrenaud, 1963, 1966 ; Ciocîrdel, 1950 ; Marinescu, 1972 ; Lubenescu et al., 1974). A doua migraţie a avut loc în Meoţian. Kojumdgieva (1961, 1968) menţionează asociaţii de congerii de tip pannonic din grupele mytiliforme în Meoţianul din Bulgaria de nord-est — bazinul Lom *(Congeria moldavica, C. panticapaea* etc.).

După Pană (1969), din numărul total de congerii meoţiene de la curbura Carpaţilor, 8 specii aparţinînd grupelor mytiliforme şi modioliforme, sînt comune cu speciile pannoniene : *Congeria neumayri, C. soceni, C. moesia* etc. De asemenea, pe valea Rîmnicului Sărat, Andreescu (1971) întîlneşte congerii mici şi congerii carenate cu afinităţi pannonice.

Motaş şi Papaianopol (1971) citează în Meoţian congerii carenate şi necarenate : *Congeria moldavica poliţioanei, C. moldavica, C. neumayri, C. neumayri poenensis, C. ramphophora, C. panticapaea tournoueri, C. moesia* etc.

Neveskaia (1969) şi Motaş şi Papaianopol (1971) remarcă şi faptul că deseori în bazinul dacic, sub stratele cu *Dosinia,* apar mai multe nivele cu congerii, numeroase fiind de tip pannonic, congerii care nu se întîlnesc în partea estică a bazinului meoţian.

În sudul depresiunii Transilvaniei, în zăcămîntul cu faună de amestec de la Săcădate (Valea din Mijloc), apar remaniate din Sarmaţian *Congeria neumayri* şi *Congeria soceni,* forme ce au fost deci prezente şi în regiunea noastră. De asemenea, o mare dezvoltare o are *Congeria ramphophora* identificată şi la Cunţa, Săcădate şi împrejurimile Apoldului.

La nivelul asociaţiei cu *„Congeria banatica"* se mai întîlneşte o specie comună celor două bazine : *Velutinopsis velutina,* întîlnită de noi în zăcămintele faunistice de pe valea Rodului, Amnaş şi în partea bazală a stratelor de Vingard.

Elemente de corelare încă nesigure par a furniza şi ostracodele. Pînă în prezent nu s-au obţinut însă date de certă valoare în acest sens. După cum remarcă Jekelius (1943) măsura în care vor fi utilizate ostracodele, forme condiţionate foarte mult de facies, se va lămuri abia după ce în diversele zone ale întregului bazin pannonic, faunele de ostracode ale Sarmaţianului inferior şi mediu şi ale stratelor suprajacente vor fi studiate amănunţit, ca după aceea să fie puse în concordanţă cu datele stratigrafice stabilite pe baza moluştelor şi a mamiferelor. Aceleaşi studii se impun şi pentru bazinul dacic şi euxinic. Dificultăţile încep după acumularea materialului de observaţie.

3.3.3.4. *Concluzii*

Studierea asociaţiilor faunistice pannoniene din sud-vestul depresiunii Transilvaniei ne-a permis să desprindem următoarele idei :

— Între Sarmaţian (Suess, 1866) şi Pannonian (= Malvensian) se remarcă o discordanţă netă şi o importantă lacună de sedimentare.

Institutul Geologic al României

— Originea faunei stratelor inferioare cu congerii trebuie căutată în faciesurile limnice, dezvoltate (în zonele marginale sau în deltele rîurilor, estuarelor etc.) în timpul Miocenului (Jekelius, 1935, 1943 ; Paucă, 1935, 1969, 1972 ; Marinescu, Istocescu, 1972).

— Au fost puse în evidenţă patru asociaţii faunistice de tip „assamblage zone".

— Unele din moluştele întîlnite în regiune *[Melanopsis (Canthidomus)* ex gr. *defensa,* (?) *Arcicardium protractum,* (?) *Arcicardium costatum, Melanopsis* ex gr. *pseudoimpressa]* au fost considerate endemisme la Săcădate, valea Rodului şi Vingard.

— Fauna Neogenului terminal din Transilvania de sud-vest, aparţine Pannonianului (= Malvensianului) şi poate fi echivalată aproximativ cu fauna meoţiană din bazinul dacic (paralelizările au fost făcute prin prezenţa *Congeriei ramphophora* identificată şi în bazinul dacic, a altor specii de congerii mytiliforme cît şi a celor de lymneide — *Velutinopsis velutina* (Marinescu, 1967).

— Menţionăm însă şi prezenţa sporadică a unor moluşte cu mare răspîndire în Ponţian : *Congeria ungulacaprae, Pannonicardium schmidti, Caladacna steindachneri, Melanopsis (Canthidomus) defensa,* descoperite de noi în stratele terminale ale Neogenului superior. Unele studii de viitor vor aduce noi precizări în această privinţă.

4. PALEONTOLOGIE

Clasa **Bivalvia** Linné, 1758
Familia **Unionidae** Fleming, 1828
Gen **Eolymnium** Prashad, 1919
Specia tip *Unio terminalis* Bourgiugnat
Eolymnium atavus (Partsch)
Pl. VII, fig. 5—8

1870 *Unio atavus* Partsch in Hörnes, p. 286, pl. 37, fig. 2 a-d ; 1942 — Wenz, p. 108, pl. 54, fig. 569 ; 1953 *Psilunio (Psilunio) atavus* Partsch, M. Hoernes-Papp, p. 190, pl. 17, fig. 3 ; 1971 — Istocescu, pl. 8, fig. 13 ; 1971 *Unio atavus* Partsch-Bartha, pl. 22, fig. 1—2.

Dimensiuni în mm
d.a.p. 17 ; 30 ; 38 ; 48 ; 50 ; 60 ; 60 ; 65
d.u.p. 11 ; 23 ; 27 ; 30 ; 30 ; 32 ; 40 ; 40
h 4 ; 8 ; 10 ; 12 ; 12 ; 16 ; 15 ; 14

Cochilie ovală-alungită, bombată, groasă, de talie medie, netedă ; marginea posterioară dreaptă se racordează treptat cu marginea paleală. Marginea anterioară rotunjită. Linia cardinală dreaptă. Umbone mic recurbat. Din dreptul umbonelui către marginea posterioară apare o carenă vizibilă în jumătatea antero-mediană valvei. Această carenă mărgineşte o mică zonă depresionară. Striuri de creştere fine.

Institutul Geologic al României

Între exemplarele colectate de noi dintr-un singur zăcămînt — Vingard, se disting două varietăţi ale speciei : o varietate ceva mai alungită şi o varietate mai înaltă. Şi exemplarele juvenile îşi menţin aceste particularităţi.

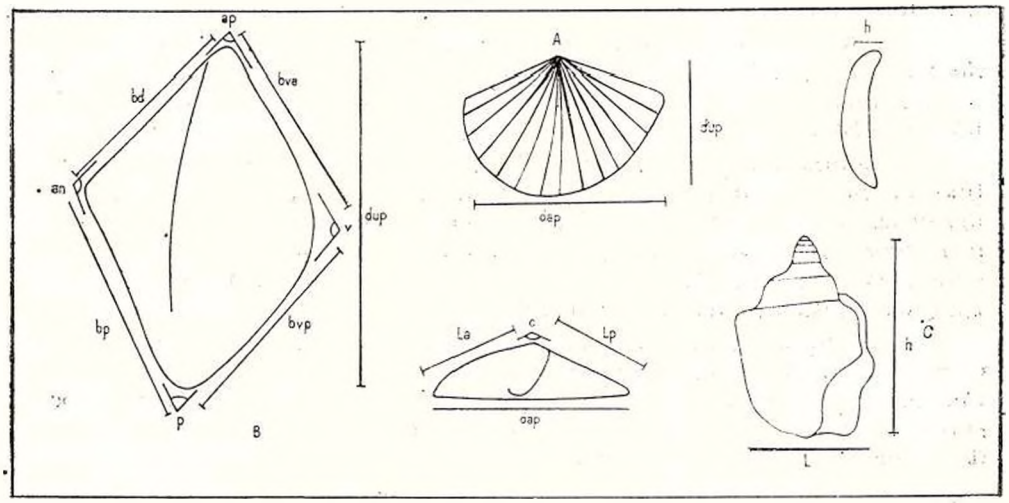


Fig. 7. — Schema dimensiunilor măsurate pe diverse cochilii. A) limnocardiide : dap, diametrul antero-posterior ; dup, diametrul între umbone şi marginea ventrală (umbono-paleală) ; h, înălţimea cochiliei. B) congerii : dup, diametrul între umbone şi unghiul posterior ; bd, marginea dorsală ; bp, marginea posterioară ; bva, margine ventrală anterioară ; bvp, marginea ventrală posterioară ; La, lărgimea cîmpului anterior ; Lp, lărgimea cîmpului posterior ; h, înălţimea cochiliei ; ap, unghiul umbonelui (între marginea dorsală şi ventral anterioară) ; an, unghiul anal (între marginea dorsală şi posterioară) ; p, unghiul posterior (între marginea posterioară şi ventral-posterioară) ; v, unghiul ventral (între segmentele anterioare şi posterioare ale marginii ventrale) ; c, unghiul carenei (între planurile cîmpurilor anterioare şi posterioare). C) gasteropode : h, înălţimea cochiliei ; l, lărgimea cochiliei.

Schéma des dimensions mesurées sur diverses coquilles. A) limnocardiides : dap, diamètre antéro-postérieur ; dup, diamètre entre les umbones et le bord ventral (umbono-paléal) ; h, hauteur de la coquille. B) congéries ; dup, diamètre entre les umbones et l'angle postérieur ; bd, bord dorsal ; bp, bord postérieur ; bva, bord ventral antérieur ; bvp, bord ventral postérieur ; La, largeur du champ antérieur ; Lp, largeur du champ postérieur ; h, hauteur de la coquille ; ap, angle de l'umbone (entre les bords dorsal et ventral antérieur) ; an, angle anal (entre les bords dorsal et postérieur) ; p, angle postérieur (entre les bords postérieur et ventral-postérieur) ; v, angle ventral (entre les segments antérieur et postérieur du bord ventral) ; c, angle de la carène (entre les plans des champs antérieurs et postérieurs). C) gastéropodes : h, hauteur de la coquille ; l, largeur de la coquille.

Institutul Geologic al României

Şarniera valvei drepte prezintă un dinte cardinal triunghiular, crestat în partea inferioară şi un dinte lateral posterior bine evidenţiat. Tot în partea posterioară apare o fosetă cu aceeaşi lungime.

Pe valva stîngă se disting doi dinţi cardinali de formă triunghiulară, o fosetă şi un dinte lamelar lateral ascuţit, precum şi o fosetă corespunzătoare dintelui de pe valva dreaptă. Impresiunea muşchiului anterior este întărită de două excrescenţe mici accesorii, situate pe partea stîngă.

Specia este cunoscută în zona E în bazinul Vienei, Ungaria şi România (bazinul Beiuş şi Borod).

Eolymnium atavus este frecvent în bazinul dacic la nivelul Romanianului. Apare deci evidentă migrarea, precum şi originea speciei din domeniul pannonic unde se cunoaşte la un nivel stratigrafic inferior.

Familia **Lymnocardiidae** Stoliczka, 1871
Specia tip *Cardium haueri* M. Hoernes
Lymnocardium (Lymnocardium) secans (Fuchs, 1870)

Pl. VIII, fig. 1

1870 *Cardium secans* n. sp. Fuchs, p. 365, pl. XV, fig. 21 ; 1902 *Lymnocardium secans* Fuchs — Lörenthey, p. 266, pl. 21, fig. 6 ; 1903 — Andrusov, p. 36, pl. 3, fig. 1, 2, 4—7 ; 1932 — Jekelius, p. 103, pl. 22, fig. 21 ; 1936 — Paucă, p. 215, pl. 9, fig. 17—20 ; 1943 — Gillet, p. 55 ; 1971 — Gillet, Marinescu, p. 15, pl. 3, fig. 5—7, pl. 4, fig. 1 ; 1975 — Pană, p. 242, pl. 11, fig. 12.

Observaţii. Exemplare cu coaste ascuţite în jumătatea inferioară a cochiliei şi puţin aplatizate către umbone.

Speciile noastre prezintă mari asemănări cu cele descrise şi figurate de Paucă din bazinul Beiuş.

d.a.p. : 18 ; d.u.p. : 14 ; h. : 6

Loc de proveniență : strate de Vingard, Pannonian (= Malvensian) : România (bazinul Beiuş) ; Ponţian : Ungaria (împrejurimile lacului Balaton), Jugoslavia, România (Rădmăneşti, Tirol) ; Pliocen superior-Pleistocen : România (Aita Seacă).

Lymnocardium (Lymnocardium) promultistriatum Jekelius, 1944

Pl. VIII, fig. 2

1944 *Lymnocardium promultistriatum* n. sp. Jekelius, p. 148, pl. 58, fig. 16—21 ; 1953 — Papp, p. 192, 193, pl. 22, fig. 1—3.

Exemplare de talie mică, avînd o formă trapezoidală, pe care se evidenţiază numeroase coaste. Pe partea anterioară şi mediană se disting 30 coaste, iar pe partea posterioară 6—7 coaste puţin vizibile. Marginea posterioară dreaptă, iar marginea anterioară rotunjită. Umbone mic, puţin pronunţat şi recurbat. În regiunea umbonală cochilia apare uşor carenată.

Institutul Geologic al României

Pe partea internă se văd coaste numai către marginea paleală a valvei.

Pe şarniera valvei stîngi se observă un dinte cardinal şi o fosetă şi dinţi laterali anteriori şi posteriori bine marcaţi. Dintele lateral anterior se prezintă ca o lamelă bine evidenţiată.

Pe valva dreaptă se disting doi dinţi cardinali mici şi cîte un dinte lateral anterior şi posterior.

d.a.p. : 15 ; 14 ; 12

d.u.p. : 14 ; 12 ; 11

h. : 5 ; 5 ; 5

Specia apare la nivelul zonei E a Pannonianului.

Loc de proveniență : comuna Vingard şi dealul Rîposul.

Răspîndire stratigrafică şi geografică : Pannonian, zona C/D, Austria, România (Soceni).

Lymnocardium (Lymnocardium) polypleura Brusina, 1902

Pl. VIII, fig. 5

1902 *Lymnocardium polypleura* n. sp. Brusina, pl. 28, fig. 12, 13.

Valve subtriangulare cu marginea anterioară rotunjită, racordîndu-se treptat cu marginea ventrală. Partea posterioară trunchiată şi deschisă. Umbone larg, puţin proeminent şi puţin deplasat anterior. Partea anterioară şi mediană poartă 21 coaste bine pronunţate pînă la umbone, iar partea posterioară este netedă. Ultimele coaste din apropierea marginii posterioare sînt şterse (fig. 8).

Marginea cardinală foarte puţin arcuită, aproape dreaptă. Marginea paleală puternic rotunjită.

Pe şarniera valvei stîngi se distinge un dinte cardinal mic oblic sub croşet şi un dinte lateral posterior puţin dezvoltat.

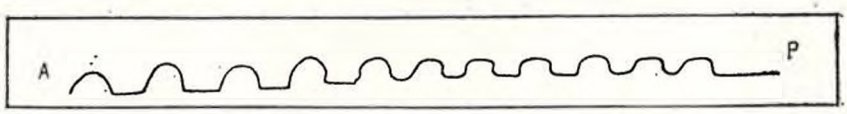


Fig. 8. — Profilul coastelor la *Lymnocardium polypleura ;* A, marginea anterioară ; P, marginea posterioară.

Profil des côtes chez *Lymnocardium polypleura ;* A, bord antérieur ; P, bord postérieur.

Pe partea internă spaţiile intercostale sînt bine evidenţiate către marginea paleală.

d.a.p. : 21 ; d.u.p. : 19 ; h. : 7

Loc de proveniență : comuna Vingard în „strate de Vingard" asociaţia *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.*

Răspîndire stratigrafică şi geografică : Markusevec-Croaţia în asociaţie cu *Congeria subglobosa hemyptycha, Congeria ramphophora,* melanopside etc.

Institutul Geologic al României

Lymnocardium (Lymnocardium) humilicostatum Jekelius, 1944
Pl. VIII, fig. 3

1944 *Lymnocardium humilicostatum* n. sp. Jekelius, p. 147, pl. 63, fig. 6—10 ; 1953 — Papp, p. 194, pl. 22, fig. 17, 18 ; 1963 — Lupu, pl. 2, fig. 37 a, b ; 1971 — Istocescu, pl. 7, fig. 8 a, b ; 1968 — Sagatovici, pl. 243, pl. 12, fig. 9—16 ; 1975 — Pană, p. 243, pl. 12, fig. 9—16.

d.a.p. : 6 ; d.u.p. ; 4,5 ; h. : 1,5

Valve de dimensiuni mici (talia identică cu a exemplarelor figurate de Jekelius), uşor bombate, contur oval, cu partea anterioară rotunjită şi partea posterioară trunchiată. Marginea cardinală aproape dreaptă. Umbonele mic, depăşeşte foarte puţin linia cardinală. Coastele în număr de 22 uşor ascuţite în secţiune (fig. 9), se prelungesc pînă în zona umbonală.

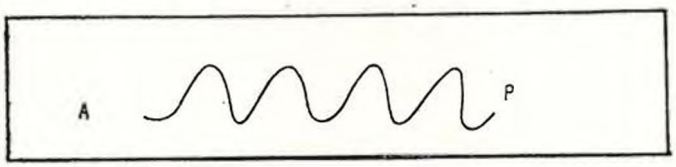


Fig. 9. — Profilul coastelor la *Lymnocardium humilicostatum* ; A, marginea anterioară ; P, marginea posterioară.
Profil des côtes chez *Lymnocardium humilicostatum* ; A, bord antérieur ; P, bord postérieur.

Loc de proveniență : comuna Vingard, „strate de Vingard", asociaţia cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.*

Răspîndire stratigrafică şi geografică : Pannonian (= Malvensian) : Austria (zona C, D) ; România (Soceni, Hălmagiu, bazinul Borod).

Lymnocardium undatum Reuss, 1868
Pl. VIII, fig. 6

1868 *Lymnocardium undatum* n. sp. Reuss, p. 87, pl. 2, fig. 3—5 ; 1943 — Gillet, p. 48, pl. 5, fig. 1.

Cochilie puţin bombată (fig. 10) foarte subţire (ca şi cea a paradacnelor), alungită. Marginea posterioară dreaptă, trunchiată şi margi-

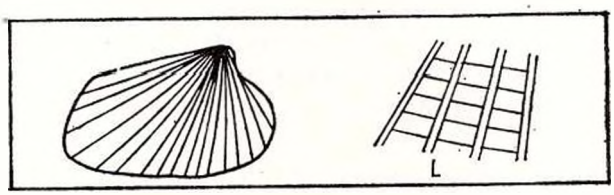


Fig. 10. — *Lymnocardium undatum* Reuss. L, test in formă de „zăbrele".
Lymnocardium undatum Reuss. L, test en forme de „barreaux".

Institutul Geologic al României

nea anterioară rotunjită. Pe partea posterioară se evidențiază 5—6 coaste cu spații intercostale mari. Pe partea antero-mediană sînt vizibile 22 coaste.

Între coaste apar striații concentrice foarte fine dînd valvei un aspect reticulat (fig. 18).

Față de specia figurată de Gillet, unele dintre exemplarele noastre au umbonele mic și mai central.

d.a.p : 21 ; d.u.p. : 16 ; h. : 2

Loc de proveniență : comuna Sîngătin, depozite terminale ale stratelor de Gușterița, asociația cu *Congeria banatica.*

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian (= Malvensian), România (bazinul Transilvaniei).

Lymnocardium asperocostatum Gorjanović-Kramberger, 1899

1899 *Lymnocardium asperocostatum* n. sp. Gorjanović-Kramberger, p. 133, pl. 5, fig. 10 ; 1966 — *Lymnocardium (Paradacna) lenzi asperocostatum* Gorjanović-Kramberger, Széles, pl. 5, fig. 2, 5, 6 ; 1971 — Széles, p. 335, pl. 3, fig. 6—8.

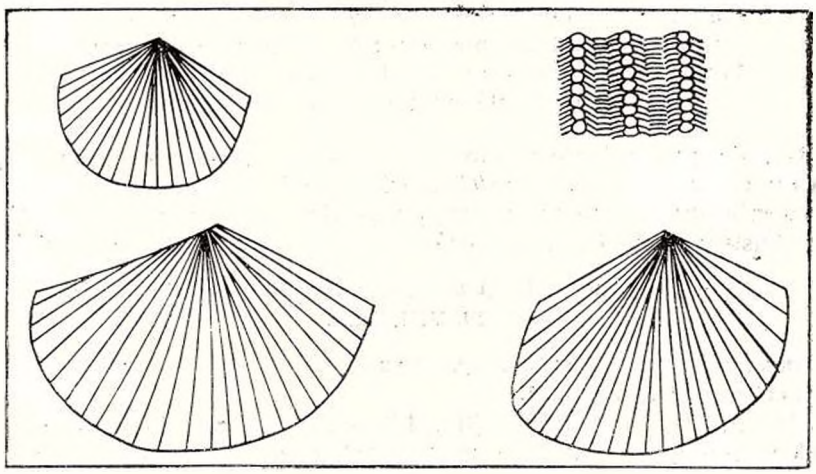


Fig. 11. — Conturul valvelor de *Lymnocardium asperocostatum ;* A, detaliu, coaste cu noduli și solzișori.

Contour des valves de *Lymnocardium asperocostatum ;* A, détail, côtes à nodules et petites écailles.

Cochilii aproximativ ovale (fig. 11), extrem de fine (cu test ca al paradacnelor) ușor bombate, de dimensiuni medii și mari. Marginea posterioară dreaptă și marginea anterioară ceva mai rotunjită. Coaste în număr de 25—27 (vizibile pe toată suprafața cochiliei) ornamentate cu noduli și solzișori. Intervalul dintre coaste este brăzdat de striuri

Institutul Geologic al României

fine. La unele exemplare, de dimensiuni mai mari, striurile care pornesc din dreptul nodulelor sînt puțin mai îngroșate.

Croșetul ascuțit, șarniera necunoscută.

Față de holotipul provenit de la Babindol, exemplarele noastre, în majoritate, au talia mai mare și cîteva coaste în plus. Par a fi exemplare mai evoluate.

Prezintă mari asemănări cu exemplarele din foraje prezentate de Margit Széles din depozitele pannoniene „inferioare" — strate cu *Congeria banatica*.

După părerea noastră, *Lymnocardium asperocostatum* se deosebește net de *Paradacna lenzi*.

d.a.p. : 22 ; 26 ; 31 ; 35
d.u.p. : 20 ; 20 ; 24 ; 30
h. : 2 ; 3 ; 5 ; 4

Loc de proveniență : comuna Sîngătin (județul Sibiu), depozite argilo-nisipoase deasupra stratelor cu *Congeria banatica*.

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian (= Malvensian) : Jugoslavia, Ungaria, România (Lopadea).

Lymnocardium sp. n.
Pl. VIII, fig. 4

O singură valvă stîngă cu contur subtrapezoidal, cu marginea anterioară rotunjită, ce se racordează treptat cu marginea ventrală. Partea posterioară trunchiată și deschisă. Umbonele mic puțin proeminent și puțin deplasat anterior.

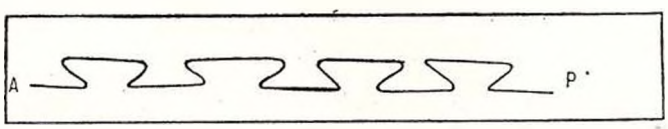


Fig. 12. — Profilul coastelor la *Lymnocardium* sp. n. ; A, marginea anterioară ; P, marginea posterioară.
Profil des côtes chez *Lymnocardium* sp. n. ; A, bord antérieur ; P, bord postérieur.

Partea anterioară și mediană este despărțită de partea posterioară printr-o carenă pronunțată care poartă pe ea cîțiva spini. Pe partea anterioară și mediană se observă 16 coaste plate, despărțite între ele prin spații intercostale mici (fig. 12). Pe partea posterioară se disting 6 coaste mult mai late. Pe partea internă coastele sînt largi, separate prin șanțuri bine evidențiate către marginea paleală și complet șterse sub umboane.

Pe șarnieră se observă un dinte cardinal, o fosetă și cîte un dinte lateral anterior și posterior.

d.a.p. : 17 ; d.u.p. : 12 ; h. : 5

Institutul Geologic al României

Observații. Specia noastră are unele asemănări privind forma cochiliei cu *Lymnocardium timisense* Jekelius. Se deosebește de aceasta prin talia mare, zona umbonală mult mai lată și numărul de coaste redus.

Loc de proveniență : localitatea Vingard, „strate de Vingard", asociația cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.*

Gen **Paradacna** Andrusov, 1923
Paradacna lenzi (R. Hörnes, 1874)
Pl. VIII, fig. 8

1874 *Cardium lenzi* n. sp. R. Hörnes, p. 78, pl. 3, fig. 3, 4 ; 1943 *Paradacna lenzi* Hoern.-Gillet, p. 71, pl. 5, fig. 5 ; 1962 *Limnocardium lenzi* R. Hoern.-Széles, pl. 4, fig. 1—3 ; 1968 — Széles, pl. 2, fig. 1 ; 1974 *Limnocardium (Paradacna) lenzi* R. Hoernes-Széles, p. 334, pl. III, fig. 3, 5.

Exemplare cu cochilie foarte subțire, slab convexe cu peste 35 coaste purtătoare de mici spini.

d.a.p. : 16 ; 17 ; 18
d.u.p. : 11 ; 12 ; 13
h. : 1,2 ; 1,2 ; 1,2

Loc de proveniență : valea Rodului, valea Dobîrca, Gușterița (Sibiu) în strate de Gușterița, asociația cu *Congeria banatica.*

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian (= Malvensian), Jugoslavia, Ungaria, România ; Ponțian : România.

Gen **Pseudocatillus** Andrusov, 1903
(?) *Pseudocatillus* sp.
Pl. VIII, fig. 14

Cochilii de talie medie, bombate, foarte subțiri. Marginea posterioară dreaptă. Coaste fine, rotunjite în număr de 28, mai șterse pe partea anterioară. Intervalul dintre coaste este ceva mai mare decît lățimea acestora.

Croșetul submedian, recurbat și puțin asemănător cu cel de la *Monodacna wurmbi,* depășește puțin linia cardinală.

Partea posterioară, puțin depresionară, este despărțită printr-o ușoară carenă de partea mediană. Majoritatea exemplarelor apar ca mulaje De obicei, cele două valve se prezintă unite.

d.a.p. : 18 ; 20 ; 17
d.u.p. : 13 ; 15 ; 12
h. : 4 ; 6 ; 3

Partea internă rău conservată. Nu se observă dentiția și impresiunea paleală. Coastele sînt vizibile pînă în dreptul croșetului.

Cochilia se apropie ca aspect de *„Monodacna" wurmbi* (Lörenthey) dar are coaste mai multe și carena mai puțin pronunțată.

Loc de proveniență : argile nisipoase roșcate din depozitele terminale ale stratelor de Gușterița, asociația cu *Congeria banatica.*

Institutul Geologic al României

Gen **Caladacna** Andrusov, 1917

Caladacna steindachneri (Brusina, 1884)

Pl. VIII, fig. 7

1884 *Adacna steindachneri* Brusina, p. 125, pl. 28, fig. 38; 1918 *Cardium steindachneri* Ionescu Argetoaia, p. 417, pl. 13, fig. 4; 1942 *Caladacna steindachneri* (Brusina) — Wenz, p. 128, pl. 66, fig. 690—692; pl. 71, fig. 742; 1951 — Eberzin, p. 28, pl. 5, fig. 8—10; 1971 — Gillet, Marinescu, p. 23, pl. 8, fig. 1, 2; 1971 — Istocescu, pl. 8, fig. 11.

Specie citată pentru prima dată în această lucrare.

Exemplarele noastre se încadrează în descrierile clasice de *Caladacna*. La speciile tinere se observă spini pe coastele principale.

d.a.p. : 13 ; 16 ; 26
d.u.p. : 10 ; 12 ; 24
h. : 3 ; 3 ; 10

Loc de proveniență : Miercurea Sibiului, în argile roșcate făcînd parte din depozitele terminale ale stratelor de Gușterița, asociația cu „*Congeria banatica*".

Gen **Arcicardium** Fischer, 1887

Specie tip *Cardium acardo* Deshayes, 1938

(?) *Arcicardium costatum* (Gorjanović-Kramberger, 1899)

Pl. VIII, fig. 9

1899 *Pisidium costatum* n. sp. Gorjanović-Kramberger, p. 132, pl. 5, fig. 8; 1975 *Arcicardium costatum* Gorj.-Kramberger-Pană, p. 246, pl. 13, fig. 16, 17.

d.a.p. : 2 ; 7 ; 15
d.u.p. : 2 ; 6 ; 16
h. : 1 ; 2 ; 5

Cochilie extrem de fină, de formă triunghiulară (fig. 13) foarte variabilă. Marginea anterioară, rotunjită. Marginea posterioară dreaptă și apoi rotunjită. Umbone mic, puțin prozogir. De la umbone pornesc două coaste evidențiate care brăzdează partea posterioară. Șarniera necu-

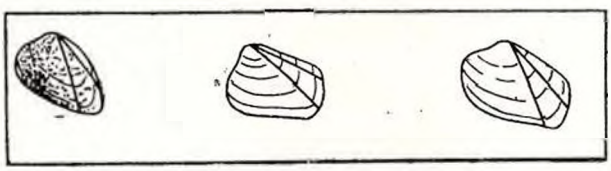


Fig. 13. — Conturul valvelor de (?) *Arcicardium costatum* (Gorjanović-Kramberger).

Contour des valves de (?) *Arcicardium costatum* (Gorjanović-Kramberger).

Institutul Geologic al României

noscută. Pe partea anterioară, ceva mai bine conservată, nu se văd dinţi laterali.

Pe cochilie se observă numeroase striuri de creştere, unele ceva mai pronunţate.

Gorjanović-Kramberger atribuie specia genului *Pisidium*, asemănîndu-l cu un *Pisidium* figurat de Sandberger în atlasul său la planşa 33, figura 4.

Provine din depozitele pannoniene bazale de la Babindol şi Crnaklada de lîngă Agram.

Pană (1975) descoperă pe aceeaşi specie cca 15 coaste foarte vag evidenţiate. Exemplarele sînt recoltate din Ponţianul de la Odorhei, deci dintr-un nivel superior celui din care a fost descris holotipul.

Loc de proveniență : valea Rodului, în strate de Guşterița, asociaţia cu *Congeria banatica.*

(?) *Arcicardium protractum* (Gorjanović-Kramberger, 1899)

1899 *Pisidium protractum* n. sp. Gorjanović-Kramberger, p. 132, pl. 5, fig. 9 ; 1975 Pană, p. 247, pl. 13, fig. 18, 19.

Specie asemănătoare cu cea descrisă ca *Pisidium costatum.* Se deosebeşte de aceasta prin forma sa mai alungită. Noi am întîlnit numeroase exemplare de trecere între cele două specii.

Holotipul este descris de Gorjanović-Kramberger din stratele bazale pannoniene („ponţiene") de la Babindol. Autorul prezintă şi o specie din regiunea Crnklada care are d.a.p. de 15,5 mm.

Speciile noastre au următoarele dimensiuni :

d.a.p. : 16 ; 15 ; 11
d.u.p. : 10 ; 11 ; 8
h. : 4 ; 3 ; 2

La unele exemplare mai apare o coastă în jumătatea anterioară a cochiliei.

Loc de proveniență : valea Rodului în „strate de Guşterița", asociaţia cu *Congeria banatica.*

Subgen **Pannonicardium** Stevanović, 1951
Specia tip *Lymnocardium dumicici* Gorjanović-Kramberger
Lymnocardium (Pannonicardium) schmidti (Hörnes, 1870)

1870 *Cardium schmidti* n. sp. Hörnes, p. 193, pl. 38, fig. 1. Vezi sinonimia în Memorii Inst. Geol., XVII, Marinescu (1973).

Specie citată pentru prima oară în depresiunea Transilvaniei în „stratele de Vingard", asociaţia cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.*

Valvele sînt globuloase, de talie mare, uşor alungite, cu croşet foarte prozogir şi foarte proeminent. Partea anterioară puternic reţezată. Pe cîmpul anterior-median coastele sînt în număr de 20. Lipsesc pe cîmpul posterior.

d.a.p. : 80 ; d.u.p : 70 ; h. : 30

Institutul Geologic al României

Exemplare caracteristice Ponțianului pannonic din Ungaria, Jugoslavia și România (Tirol).

Familia **Dreissenidae**
Gen **Congeria** Partsch, 1838
Congeria neumayri neumayri Andrusov, 1897

Congeria basteroti Hoernes, pl. 49, fig. 5, 6; 1897 *Congeria neumayri* n. sp. Andrusov, pl. 1, fig. 8, 9, 10; 1944 — Jekelius, p. 142, pl. 59, fig. 17; 1953 — Papp, p. 156, pl. 13, fig. 1—4; 1972 *Congeria neumayri neumayri* Andrusov-Marinescu, p. 75, 76, pl. 1, fig. 1—3; 1975 — Pană, p. 248, pl. 14, fig. 12—15.

Exemplare de talie medie cu contur triunghiular (fig. 14).

După cum remarcă Jekelius, Andrusov a reunit sub numele de *Congeria neumayri* o serie de exemplare de o mare variabilitate, dar descrierea pe care o face are în vedere numai exemplarele 8, 9 provenind din Miocenul marin de la Laa. Conform descrierii lui Andrusov și figurărilor lui Hoernes privind specia *Congeria basteroti* asi-

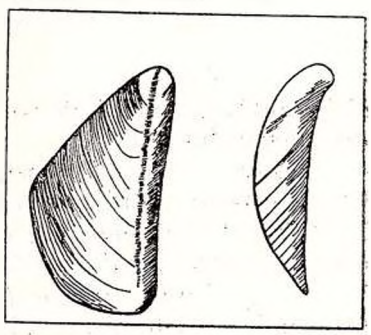


Fig. 14. — *Congeria neumayri neumayri* Andrusov.

milată la *Congeria neumayri*, specia *Congeria neumayri* trebuie să fie puțin bombată, cu o carenă boantă, cu marginea posterioară și superioară la fel de lungă.

Exemplarele noastre se încadrează în această descriere, fiind de talie puțin mai mică: d.a.p.: 11; d.u.p: 20. Le-am întîlnit în fauna de amestec de la Săcădate.

Răspîndire stratigrafică și geografică: Miocen, bazinul Vienei, localitatea Laa și stratele inferioare cu congerii, zona C; România, Sarmațian, Oltenia, bazinul Borod; strate inferioare cu congerii: Soceni; Meoțian — curbura Carpaților.

Congeria zahalkai Spalek, 1937

1937 *Congeria zahalkai* n. sp. Spalek, pl. 2, p. 15, fig. 5, 6; 1953 — Papp, p. 157, pl. 13, fig. 57; pl. 18, fig. 1—3, 5; 1971 — Istocescu, pl. 3, fig. 5 a, b.

Institutul Geologic al României

Exemplare robuste de talie medie (fig. 15), care au caracteristică o carenă puternic ascuțită, sinuoasă în regiunea umbonală. Carena, ușor deplasată în partea ventrală, împarte cele două cîmpuri în două părți inegale a căror margine formează un unghi de cca 65°. Cîmpul ventral,

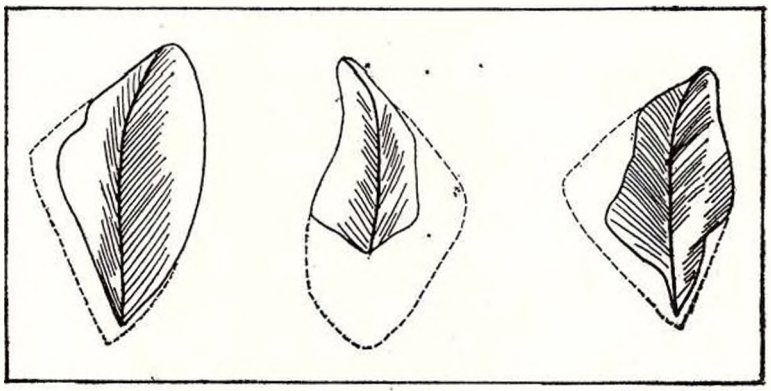


Fig. 15. — *Congeria zahalkai* Spalek.

slab bombat, cîmpul dorsal, ușor concav. Striurile de creștere vizibile pe ambele cîmpuri.

Zona umbonală și partea ventrală, fiind mai îngroșate sînt porțiunile care se păstrează în cele mai multe cazuri.

Loc de proveniență : comuna Vingard în stratele de Vingard, asociația *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.*

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian, Austria (zonele E, F), Cehoslovacia, România.

Congeria ramphophora ramphophora Brusina, 1892

Pl. XI, fig. 4, 5

1892 *Congeria ramphophora* n. sp. Brusina, p. 85 ; 1897 *Congeria ramphophora* Brusina-Andrusov, pl. 3, fig. 9—12 ; 1902 — Brusina, pl. 16, fig. 35—40 ; 1944 — Jekelius, p. 144, pl. 61, fig. 1—7 ; 1953 *Congeria ramphophora ramphophora* Brusina-Papp, p. 159, pl. 13, fig. 16, 17 ; 1971 — Istocescu, pl. 3, fig. 9 a, b.

Exemplarele noastre au mari asemănări cu cele din bazinul Vienei. Am întîlnit numeroase exemplare tinere și adulte numai în zăcămîntul cu faună de amestec de pe Valea din Mijloc-Săcădate.

d.a.p. : 6—13 ; d.u.p. : 13—20 ; h. : 5—8

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian-bazinul Vienei (zona C), Ungaria, Croația, împrejurimile Belgradului, Banat, bazinul Borod.

Institutul Geologic al României

Congeria ramphophora vöesendorfensis Papp, 1953

Pl. XI, fig. 6

1953 *Congeria ramphophora vösendorfensis* n. sp. Papp, p. 159, pl. 13, fig. 26—28 ; 1971 — Istocescu, pl. 3, fig. 3 a, b, c.

Spre deosebire de holotip, la unele exemplare carena apare ceva mai tocită. De asemenea, am întîlnit-o ceva mai jos, în stratele bazale ale Pannonianului din depresiunea Transilvaniei, pe Valea din Mijloc (Săcădate), pe cînd Papp o menționează în bazinul Vienei din zona E.

d.a.p. : 12 ; d.u.p. : 20 ; a.p. : 40 ; p. : 80° ; a.n. : 80° ; h. : 6 ; b.d. : 17 ; b.p. : 12 ; L.a. : 10 ; L.p. : 6.

Congeria soceni soceni Jekelius, 1944

Pl. IX, fig. 2

1944 *Congeria soceni* n. sp. Jekelius, p. 92, pl. 27, fig. 1—12 ; 1953 *Congeria soceni* Papp, p. 64, pl. 11, fig. 6—8 ; 1969 — Ioana Panã, pl. 2, fig. 2—5.

Valve de dimensiuni medii, cu contur triunghiular foarte asemănător holotipului cu singura deosebire că sînt puțin mai mari.

d.u.p. : 32 ; d.a.p. : 16 ; h. : 8 ; L.a. : 15 ; L.p. : 3 ; b.d. : 24 ; a.p. : 40° ; a.n. : 88° ; p. : 55°.

Specia a fost întîlnită de noi numai în asociația cu faună de amestec de pe Valea din Mijloc (Săcădate).

Este descrisă de Jekelius din Sarmațianul de la Soceni, de Papp din Sarmațian și din stratele inferioare cu Congerii (zona B) și de Ioana Pană din Meoțianul din Subcarpați.

Congeria banatica R. Hörnes, 1875

Pl. VIII, fig. 16, 17

1897 *Congeria banatica* R. Hörnes-Andrusov, pl. 11, fig. 18—20 ; 1962 — Széles, pl. 5, fig. 2—5 ; 1968 — Sagatovici, pl. 12, fig. 1—3 ; 1969 — Florei, pl. 2, fig. 9 ; 1972 — Nicorici, pl. 21, fig. 10.

Exemplare numeroase (fig. 16), tinere și adulte, caracterizează pelitele stratelor de Gușterița. Variabilitatea lor se datorește diferitelor stadii de creștere în care au fost surprinse.

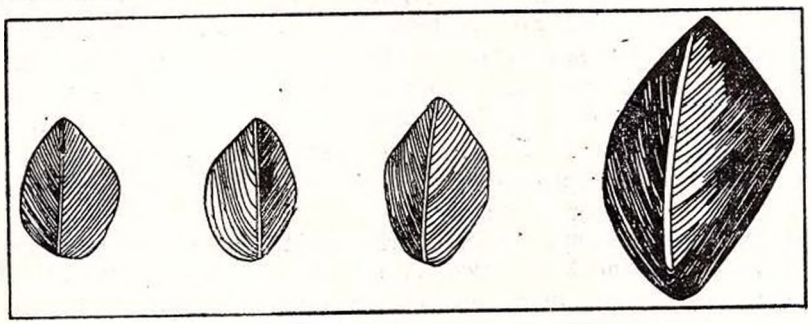


Fig. 16. — *Congeria banatica* R. Hörnes.

Institutul Geologic al României

d.u.p.	d.a.p.	h.	L. a.	L. p.	b. d.	b. p.	a. p.	p.	r.
15	10	1,8	3	6	8	7	75	65	100
16	11	2	4	7	9	10	80	65	100
20	13	2	5	8	12	12	80	65	100
25	15	2,3	6	10	18	21	80	65	100

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian — strate inferioare cu congerii : Ungaria, Jugoslavia, România.

Congeria kispatici P a v l o v i ć, 1927

Pl. IX, fig. 1

Congeria kispatici n. sp. P a v l o v i ć, p. 7, pl. 1, fig. 1—7.

Specie cu contur triunghiular, de talie medie, bombată cu umbone puternic și cu carena boantă. Striuri de creștere vizibile. Septum triunghiular, apofiza mică. Marginea ventrală sinuoasă și marginea dorsală superioară, dreaptă. Marginea posterioară rotunjită. Cîmpul ventral concav, iar cîmpul dorsal ceva mai lățit și bombat.

Specia prezintă unele asemănări cu *Congeria neumayri* (A n d r u s o v, pl. I, fig. 14), cu care probabil este înrudită.

d.u.p. : 25 ; d.a.p. : 15 ; h. : 9 ; L.a. : 13 ; L.p. : 10 ; b.d. : 17 ; b.p. : 18 ; b.v.a. : 12 ; b.v.p. : 14 ; a.p. : 60 ; a.n. : 35 ; p. : 50.

Holotipul provine din împrejurimile Belgradului.

Noi am întîlnit-o în stratele cu faună amestecată (Valea din Mijloc-Săcădate).

Congeria sp. nov.

Pl. IX, fig. 3

Valve de dimensiuni mari, robuste (fig. 17), bombate, cu contur triunghiular, cu striuri de creștere bine marcate. Carenă puternică, vizibilă în jumătatea superioară. Umbone puternic, recurbat. Marginea superioară dreaptă, cea posterioară ușor arcuată. Marginea ventrală ușor sinuoasă. Cîmpul dorsal bine dezvoltat, slab bombat în apropierea carenei. Cîmpul ventral, slab convex, prezintă o ușoară concavitate în dreptul umbonelui. Septumul triunghiular, lat. Apofiza mare, situată sub septum, în colțul dorsal al acestuia.

Specia prezintă mari asemănări privind talia și forma cochiliei cu *Congeria subcarinata botenica* (A n d r u s o v, pl. IV, fig. 14, 15). Se deosebește de aceasta prin dezvoltarea cîmpului dorsal și prin prezența umbonelui recurbat.

Institutul Geologic al României

De asemenea, prezintă afinităţi cu *Congeria rhodanica* Font. (Andrusov, pl. IV, fig. 13), în privinţa taliei şi a formei cochiliei. Faţă de aceasta are umbonele mai recurbat şi o carenă mai pronunţată.

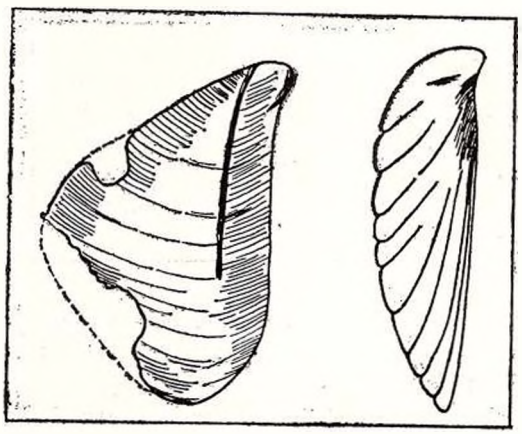


Fig. 17. — *Congeria* sp. n.

d.u.p.	d.a.p.	h.	L.a.	L.p.	b.d.	b.d.	a.p.	a.n.	p.
45	27	15	26	15	35	40	55	88	45

Pînă la găsirea mai multor exemplare o prezentăm ca atare. A fost colectată de noi din stratele cu faună de amestec de pe Valea din Mijloc (Săcădate).

Congeria *partschi partschi* Czjzek, 1849

1849 *Congeria partschi* n. sp. Czjzek, pl. I, fig. 1 ; 1953 *Congeria partschi partschi* Czjzek-Papp, p. 173, pl. 16, fig. 1, 2 ; 1971 — Istocescu, pl. 4, fig. 2 ; 1975 — Pană, p. 250, pl. 14, fig. 2—5.

Valve de dimensiuni mici (fig. 18), d.u.p. cca 30 şi d.a.p. 15, cu contur trapezoidal, carenate. Carena laterală bine evidenţiată pe toată lungimea sa, urmată paralel de un mic şanţ. Cîmpul ventral mic, uşor concav. Cîmpul dorsal mare, bombat. Striuri de creştere fine, bine evidenţiate. Umbone dezvoltat, carenat.

Exemplarele noastre se aseamănă foarte bine cu cele figurate de Papp din bazinul Vienei care au talia ceva mai mică.

Institutul Geologic al României

Loc de proveniență : „fauna de amestec" de pe Valea din Mijloc (Săcădate).

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian-bazinul Vienei (zona C, D), Ungaria, România.

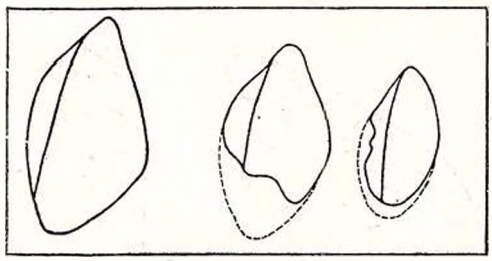


Fig. 18. — *Congeria partschi partschi* Czjzek.

Congeria partschi globosatesta Papp, 1953

Pl. IX, fig. 4

1849 *Congeria partschi* Czjzek, pl. 1, fig. 1—7 (non 8—12) ; 1870 — M. Hoernes, pl. 49, fig. 1 (non 2) ; 1897 — Andrusov, pl. 12, fig. 7—11 (non 6) ; 1936 — Paucă, pl. 8, fig. 1—4 ; 1944 — Jekelius, pl. 62, fig. 1—3, 5, 6 ; 1953 *Congeria partschi globosatesta* n. sp. Papp, p. 172, pl. 16, fig. 3.

Exemplare tinere și adulte, groase, cu dimensiuni variind astfel : d.a.p. : 30—50 ; d.u.p. : 15—34. Valve globuloase cu marginea cîmpului ventral ușor arcuită. Umbone uneori puternic recurbat. Striuri de creștere foarte bine evidențiate. Carenă laterală pronunțată în jumătatea superioară a cochiliei.

Exemplarele noastre se caracterizează printr-o ușoară alungire a cochiliei, mai accentuată ca la exemplarul tip. Prin acest caracter se apropie de *Congeria partschi loebersdorfensis* Papp, dar prin forma globuloasă a sa (bombament, umbone, poziția carenei) se aseamănă cu subspecia *globosatesta.*

Provine din fauna de amestec de la Săcădate (Valea din Mijloc).

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian-Austria (bazinul Vienei, zona D), Ungaria ; România : bazinul Caransebeș-Mehadia, bazinul Beiuș.

Congeria zsigmondyi Halaváts, 1883

Pl. IX, fig. 5

1883 *Congeria zsigmondyi* n. sp. Halaváts, p. 171, pl. 15, fig. 7—10 ; 1897 — Andrusov, pl. 11, fig. 21—26 ; 1944 — Jekelius, p. 144, pl. 60, fig. 4—8 ; 1953 — Papp, p. 175, pl. 16 ; 1968 — Sagatovici, pl. 12, fig. 4—6 ; 1969 — Florei, pl. 2, fig. 6.

Exemplare tinere și adulte cu valve subțiri, bombate, cu contur romboidal. Carena bine marcată în special în partea superioară a cochi-

Institutul Geologic al României

liei, ușor deplasată lateral, urmărită de un șanț îngust, paralel. Cîmpul dorsal bine evidențiat, bombat. Cîmpul ventral ceva mai mic cu o ușoară excavare în regiunea umbonală.

Specimenele noastre au carena ceva mai ascuțită, față de holotip, precum și o alungire a jumătății sale inferioare. Au afinități cu *Congeria partschi partschi* dar se deosebesc de acestea prin conturul romboedric și prin dezvoltarea accentuată a cîmpului dorsal.

Loc de proveniență : fauna de amestec de pe Valea din Mijloc (Săcădate).

Răspîndire stratigrafică și geografică : Austria (zona E), Jugoslavia, România (Cîmpia, Soceni, bazinul Zarand).

Congeria partschi macarovicii n. ssp.
Pl. IX, fig. 6—9

Holotip : colecția I.G.G.

Derivatio nominis : în onoarea prof. N. Macarovici, Iași.

Locus tipicus : comuna Vingard, 15 km NE de orașul Sebeș-Alba, județul Alba.

Stratum tipicum : asociația *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.* Pannonian.

Valve de dimensiuni mari (fig. 19), groase, bombate, cu contur romboidal, ușor rotunjit, destul de regulat. Umbone puternic proeminent, cu vîrful ușor răsucit anterior. Regiunea umbonală dreaptă. Carena pronunțată în formă de S, situată aproximativ pe centrul cochiliei bine evidențiată în jumătatea superioară, rotunjită ușor pe măsură ce coboară către unghiul posterior. Marginea dorsală dreaptă paralelă cu marginea ventral-posterioară, iar marginea ventrală paralelă cu marginea posterioară.

Cîmpul dorsal dezvoltat, concav în partea dorsală superioară se ridică aproape vertical în apropierea carenei. Cîmpul ventral foarte bine dezvoltat, bombat pînă la margine, în jumătatea superioară a cochiliei. Liniile de creștere numeroase și bine exprimate. Septum slab dezvoltat, de formă triunghiulară. Apofiza mică triunghiulară situată în colțul dorsal al septumului. Foseta ligamentară adîncă, vizibilă în jumătatea superioară a cochiliei pînă în dreptul unghiului anal. Exemplarele tinere prezintă o carenă mai puțin pronunțată și au marginea ventrală ușor rotunjită astfel încît unghiul dintre cele două jumătăți ale marginii ventrale este ceva mai mare (cca 140°).

Comparații. Prin forma umbonelui și a marginii posterioare și ventrale se aseamănă cu *Congeria partschi longitesta* Papp, dar se deosebește de aceasta prin prezența cîmpului dorsal mai dezvoltat și a carenei centrale, vizibilă în jumătatea superioară a valvelor.

Institutul Geologic al României

Se aseamănă cu *Congeria macarovicii* prin aspectul marginii dorsale şi ventrale dar se deosebeşte prin bombamentul accentuat al părţii umbonale şi carena mai puţin pronunţată.

Exemplarele tinere sînt apropiate de *Congeria zsigmondyi* prin conturul marginilor dorsală şi ventrală, dar se deosebesc de aceasta prin zona umbonală mult mai pronunţată şi talia mult mai mare.

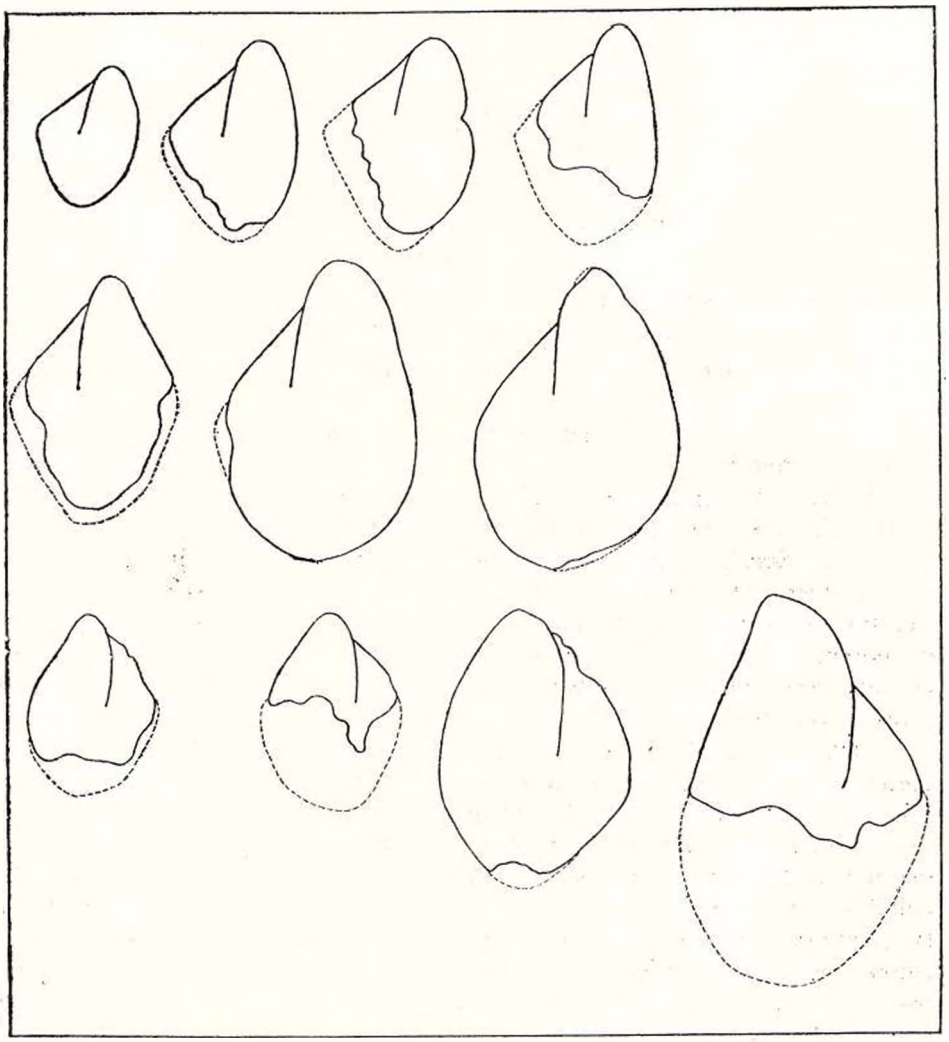


Fig. 19. — Conturul cochiliilor diverselor stadii de creştere a unor exemplare de *Congeria partschi macarovicii* n. ssp.

Contour des coquilles de diverses stades de croissance des certains exemplaires de *Congeria partschi macarovicii* n. ssp.

Institutul Geologic al României

d.u.p.	d.a.p.	h.	b.v.p.	b.v.a.	L.a.	L.p.	b.d.	b.p.	a.p.	a.n.	p.	v.	c.
53	50	20	30	30	30	34	36	32	60	110	65	134	70
53	50	20	30	30	30	34	36	32	60	110	65	134	70
43	38	18	26	22	20	30	27	30	70	100	50	135	70
40	35	18	24	22	20	27	24	25	65	103	50	135	70
37	34	17	22	20	18	27	24	25	65	100	55	135	70
28	26	11	15	16	11	14	19	18	65	100	55	140	70
53	48	20	40	39	30	34	36	35	70	100	70	100	70

Congeria pancici pancici Pavlović, 1927

Pl. X, fig. 1

1927 *Congeria pancici* Pavlović, p. 11, pl. 2, fig. 5—7, pl. 3, fig. 1—3 ; 1953 — Papp, p. 176, pl. 17, fig. 1, 2 ; 1971 — Istocescu, pl. 5, fig. 1 a, 2 b.

d.u.p. : 60 ; d.a.p. : 40 ; h. : 22

Loc de proveniență : Valea din Mijloc (Săcădate), fauna de amestec.

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian-bazinul Vienei (zona D, E), Ungaria, Jugoslavia (Karagac-Belgrad), România (bazinul Crișului Alb).

Congeria subglobosa jekeliusi n. ssp.

Pl. X, fig. 2

1944 *Congeria subglobosa* Partsch-Jekelius, p. 146, pl. 62, fig. 7 ; 1953 *Congeria subglobosa* subsp. indet. Papp, p. 177.

Holotip : colecția I.G.G.

Derivatio nominis : în onoarea lui E. Jekelius.

Stratum tipicum : asociația cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.*

d.u.p.	d.a.p.	h.b.	v.p.	b.v.a.	L.a.	L.p.	b.d.	b.p.	a.p.	a.n.	p.	v.
65	58	28	20	40	40	22	30	20	50	138	40	142

Exemplare robuste (fig. 20 a, b) bombate cu contur cvadrangular. Umbone puternic, lat. Carena laterală, puțin vizibilă. Paralel cu carena principală se mai individualizează în jumătatea superioară a cochiliei, o altă carenă mai puțin proeminentă. Marginea dorsală dreaptă formează un unghi de 138° cu marginea anală. Marginea posterioară rotunjită se racordează treptat cu marginea ventrală. Cîmpul dorsal scurt

Institutul Geologic al României

și plat. Cîmpul ventral foarte bine dezvoltat și bombat. Striuri de creștere bine individualizate.

Specia noastră are afinități cu *Congeria subglobosa* Partsch figurată de Jekelius (1944, pl. 22, fig. 7). Carena dublă este amin-

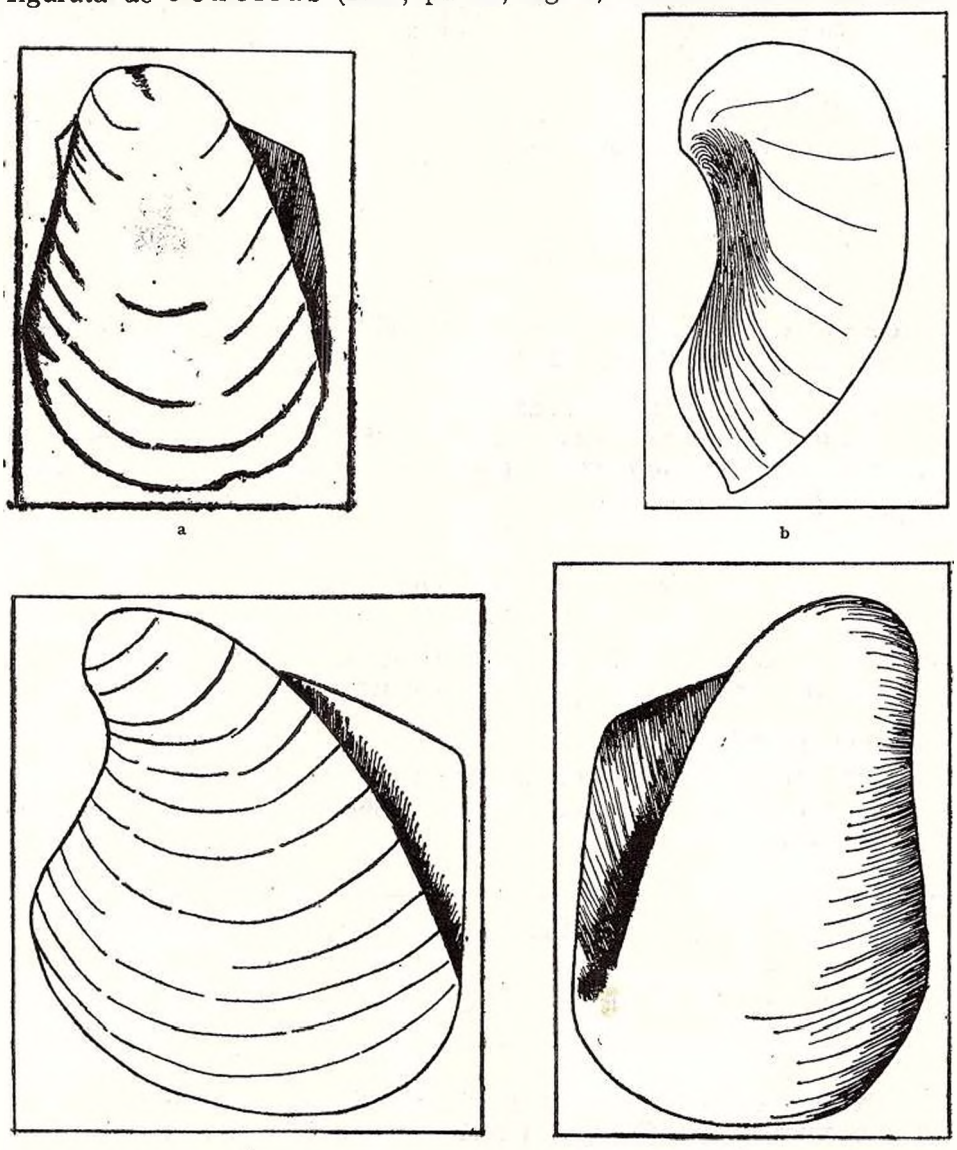


Fig. 20. — a, b, *Congeria subglobosa jekeliusi* n. ssp. (Vingard); c, *Congeria subglobosa subglobosa* Partsch, bazinul Vienei; d, *Congeria subglobosa* Partsch, Jekelius.

Institutul Geologic al României

tită și de acest autor. Exemplarul lui Jekelius este ceva mai robust și are ca urmare cîmpul dorsal bine dezvoltat.

Papp (1953) referindu-se la exemplarul figurat de Jekelius constată unele deosebiri față de specia nominativă. Autorul menționează din bazinul Vienei, specii indeterminabile de *Congeria* ex gr. *subglobosa* din care însă nu posedă nici un exemplar întreg și care par a avea caractere comune — prezența unei a doua carene — atît cu exemplarul nostru cît și cu cel prezentat de Jekelius. Revizuind speciile de *subglobosa* provenind din diverse zone ale domeniului pannonic, Papp (1953) consideră că forma nominativă se dezvoltă numai în bazinul Vienei. În orice caz, în materialul destul de bogat provenind din sudul depresiunii Transilvaniei, nu am întîlnit nici noi exemplare tipice de *Congeria subglobosa subglobosa* ci diverse alte subspecii ale sale.

Față de *Congeria subglobosa subglobosa*, exemplarele colectate de noi se deosebesc prin prezența celei de a doua carene, în afară de forma sa mai alungită și arcuită în jumătatea inferioară a valvei astfel încît marginea ventrală posterioară nu apare lățită. Probabil este o specie de trecere între *Congeria subglobosa subglobosa* și *Congeria subglobosa longitesta*.

Congeria subglobosa longitesta Papp, 1953
Pl. XI, fig. 1, 3

1953 *Congeria subglobosa longitesta* n. ssp. Papp, p. 177, pl. XIX, fig. 2; 1968 — Sagatovici, pl. 13, fig. 1, 2; pl. 12, fig. 27; 1971 — Istocescu, pl. 3, fig. 1 a, b. (fig. 21).

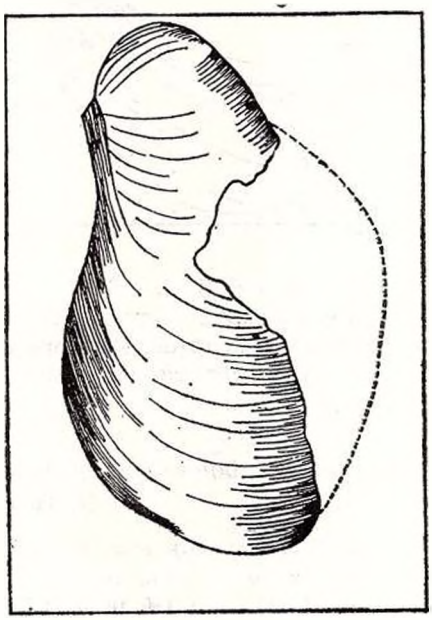


Fig. 21. — *Congeria subglobosa longitesta* Papp.

Institutul Geologic al României

d.u.p. : 69 ; d.a.p. : 44 ; h. : 23

Loc de proveniență : comuna Vingard, asociația *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.*

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian-bazinul Vienei (zona D, E), bazinul Oaș, bazinul Crișului Alb.

Congeria subglobosa gigantica Pavlović, 1927

Pl. VIII, fig. 6

1927 *Congeria subglobosa gigantica* Pavlović, pl. 3, fig. 8—11 ; 1953 — Papp, p. 178, pl. 19, fig. 3 (fig. 22).

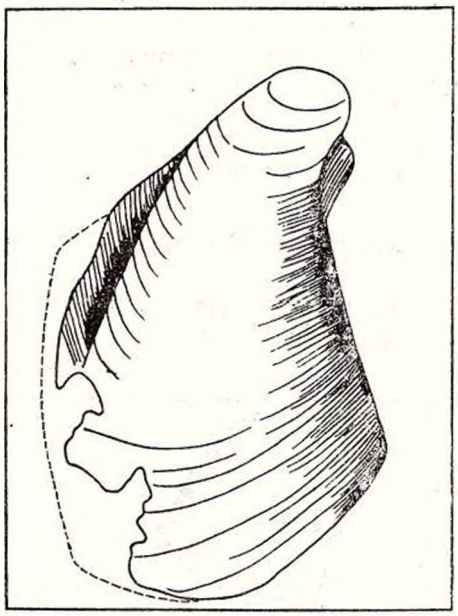


Fig. 22. — *Congeria subglobosa gigantica* Pavlović.

d.u.p. : 50 ; d.a.p. : 35 ; h. : 23

Loc de proveniență : comuna Vingard, asociația cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae,* Pannonian.

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian-bazinul Vienei (zona D, E) și Jugoslavia.

Congeria subglobosa hemiptycha Brusina, 1897

Pl. X, fig. 3

1897 *Congeria subglobosa hemiptycha* n. sp. Brusina ; 1902 *Congeria subglobosa hemiptycha* Brusina, pl. 20, fig. 1—3 ; 1944 *Congeria hemiptycha* Brusina-Jekelius, p. 146, pl. 63, fig. 4.

Institutul Geologic al României

Exemplarul nostru (fig. 23) prezintă mari asemănări cu acela figurat de Jekelius (1944) la planșa 62, figura 4. Este vorba de specimene cu cochilia robustă, groasă în special în regiunea umbonală. Carena puternic ascuțită și subliniată în partea anterioară de un șanț fin. Cîmpul dorsal poartă o a doua carenă mai puțin marcată, mărginită de două mici șanțuri. Umbonele, tipic subgloboselor, este puternic răsucit. Zona de sub umbone plată ca la *Congeria subglobosa* și nu bombată ca la *Congeria partschi* sau *Congeria pancici*. Avînd în vedere carena foarte ascuțită, Jekelius o consideră specie independentă. Papp (1953) crede că ar putea fi tratată ca o subspecie a *Congeriei pancici*. Pe baza materialului recoltat din bazinul Transilvaniei de noi, considerăm *Congeria subglobosa hemiptycha* ca o varietate extremă de *Congeria subglobosa* în care pot fi reunite exemplarele cu carena ascuțită.

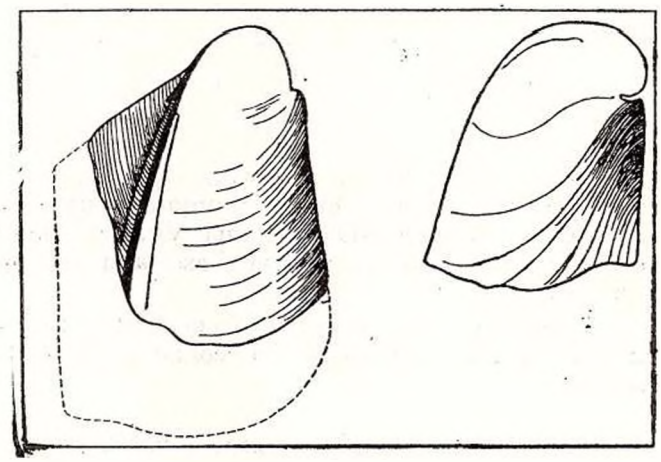


Fig. 23. — *Congeria subglobosa hemypticha* Brusina.

După cum se știe, *Congeria subglobosa subglobosa*, *C. subglobosa longitesta* și *C. subglobosa gigantica* au carena rotunjită iar *Congeria jekeliusi* ceva mai pronunțată. A fost întîlnită în dealul Rîposul (Săcădate II), în asociația cu *Congeria partschi*.

Congeria ungulacaprae (Muenster, 1839)

Pl. XI, fig. 2

1835 *Congeria triangularis* Partsch, p. 99, pl. 12, fig. 1—4; 1839 *Mytilus ungulacaprae* Muenster in Goldfuss, p. 172; 1870 *Congeria triangularis* Hoernes, p. 363, pl. 48, fig. 3; 1897 *Congeria ungulacaprae* Münst-Andrusov, p. 35, pl. 5, fig. 18—23; 1902 — Brusina, pl. 18, fig. 32, 35; 1953 — Papp, p. 169, pl. 15, fig. 8, 9; 1971 — Bartha, pl. 27, fig. 1, 2.

Citată pentru prima oară în depresiunea Transilvaniei.

Institutul Geologic al României

Specimene robuste, tinere și adulte foarte asemănătoare celor figurate de Andrusov, pl. 5, fig. 18—22 (din împrejurimile Balatonului). Față de cele din bazinul Vienei, exemplarele noastre sînt mai groase, de talie ceva mai mare și cu carena mai rotunjită.

d.u.p.	d.a.p.	h.	L.a.	L.p.	b.d.	b.p.	a.p.	a.n.	v.
90	65	36	40	30	65	45	60	100	120

De la Vingard, din depozite argiloase am recoltat și exemplare tinere care au o carenă mai pronunțată și umbonele bine individualizat.

Loc de proveniență : comuna Vingard, dealul Rîposul și Miercurea Sibiului în strate de Vingard, asociația cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.*

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian-zona D, E, Austria ; strate superioare cu congerii, Pontian-Ungaria, Jugoslavia, România.

Congeria prezujovici n. sp.

Pl. X, fig. 5—6

Holotip : colecția I.G.G.

Derivatio nominis : de la asemănarea cu *Congeria zujovici,* față de care apare ceva mai devreme.

Stratum tipicum : asociația cu *Congeria banatica* (strate terminale), *Pseudocatillus, Caladacna steindachneri, Velutinopsis.*

d.a.p.	d.u.p.	b.d.	b.p.	b.v.a.	b.v.p.	L.a.	L.p.	h.	a.n.	a.p.	p.	v.
35	50	30	35	30	30	22	23	14	110	75	60	130
35	55	35	35	30	30	22	24	17	110	75	65	120
40	48	35	30	30	30	20	25	17	110	75	65	120
35	50	30	30	30	35	20	20	17	110	75	65	120

Valve de dimensiuni mari și mici, subțiri, accentuat convexe, carenate, cu un contur rombic-rotunjit. Umbone proeminent, subțire, cu vîrful răsucit anterior. Carena pronunțată, ușor sinuoasă, deplasată foarte puțin către partea ventrală, vizibilă pe toată suprafața, dar mai accentuată în partea superioară. Marginea dorsală dreaptă se racordează brusc cu marginea posterioară (între cele două margini formîndu-se un unghi de cca 110°). Marginea ventrală anterioară dreaptă se racordează treptat cu marginea ventrală posterioară. Cîmpul dorsal

Institutul Geologic al României

foarte bine dezvoltat, plan, slab bombat în apropierea carenei. Cîmpul ventral bine dezvoltat este aproape vertical în zona umbonală. Liniile de creştere numeroase, fine, bine dezvoltate. Septumul bine marcat, de formă triunghiulară. Valvele de obicei apar unite, sedimentarea făcîndu-se foarte rapid.

Comparaţii. Prin aspectul marginii dorsale şi ventrale se aseamănă cu *Congeria zujovici,* dar se deosebeşte de aceasta prin carena mai pronunţată şi sinuoasă şi cu o poziţie aproape centrală. De asemenea, *Congeria prezujovici* are cîmpul dorsal pronunţat din dreptul umbonelui.

Clasa **Gasteropode**
Familia **Thiaridae**
Gen **Melanopsis** Férussac, 1807
Melanopsis (Lyrcaea) impressa Krauss, 1852
Pl. XIII, fig. 4—6

1856 *Melanopsis impressa* Krauss-M. Hörnes, pl. 49, fig. 10 ; 1902 *Lyrcaea impressa* Krauss-Brusina, pl. 5, fig. 33—36 ; 1940 *Melanopsis impressa* Simionescu şi Barbu, p. 73, pl. 2, fig. 55—58 ; 1944 — Jekelius, p. 73, pl. 16, fig. 1—13.

h. : 13 ; 14 ; 16 ; 15 ; 18 ; 21 ; 21 ; 25 ; 28 ; 28,5 ; 30
l. : 7 ; 7,5 ; 8 ; 8 ; 9 ; 12 ; 13 ; 13 ; 16 ; 16 ; 18

Specie sarmaţiană cu o foarte mare variabilitate a formei şi taliei. În bogatul material recoltat de noi din două importante zăcăminte (de pe Valea din Mijloc-Săcădate şi de la Cunţa) am distins numeroase treceri între speciile *impressa* şi *pseudoimpressa,* în special la exemplarele tinere. Cele mai mari afinităţi le prezintă cu exemplarele sarmaţiene de la Socoeni şi cu cele de aceeaşi vîrstă din Moldova (Simionescu şi Barbu, 1940). Unele exemplare mai prezintă asemănări cu subspecia *pseudonarzolina* Papp, din bazinul Vienei, dar şi cu *Melanopsis bonelli* din acelaşi bazin. Materialul avut la dispoziţie nu ne-a permis separarea unor varietăţi ale speciei tip.

Cel puţin în zăcămintele din depresiunea Transilvaniei atribuim toate exemplarele întîlnite speciei *impressa,* pe care o considerăm de o mare variabilitate. Apare în fauna de amestec din Sarmaţian.

Răspîndire stratigrafică şi geografică : Sarmaţian inferior din România (Podişul Moldovenesc, Banat) şi Ungaria ; stratele inferioare cu congerii din Austria, Jugoslavia.

Melanopsis (Lyrcaea) fossilis fossilis (Martini, Gmelin, 1790)

1771 *Pyrum fossilis monstrosum* Martini, p. 203, pl. 94, fig. 913, 914 ; 1790 *Buccinum fossile* Gmelin, p. 3485 ; 1929 *Melanopsis fossilis* (Martini, Gmelin) Wenz, p. 2714 ; 1936 *Melanopsis fossilis* (Gmelin) — Paucă, p. 210, pl. 11, fig. 15—20 ; 1944 — Jekelius, p. 133, pl. 52, fig. 11 ;

Institutul Geologic al României

1953 *Melanopsis fossilis fossilis* (Martini, Gmelin) — Papp, p. 134, pl. 10, fig. 1—8 ; 1971 — Istocescu, pl. 1, fig. 27 a, b ; 1975 — Pană, 221, pl. 1, fig. 7.

h. : 10—60 ; l. : 7—30

Exemplare de talie variabilă, frecvente în două zăcăminte principale : în dealul Rîposul (Săcădate) și la Vingard. Speciile de la Săcădate sînt mai robuste și de talie mai mare. Cele de la Vingard au talie medie și mică, cochilii mai subțiri și mai alungite. Ambele zăcăminte sînt caracterizate prin prezența unor congerii specializate, din grupul *subglobosae* și *ungulacaprae*.

Specimenele din depresiunea Transilvaniei prezintă mari afinități cu cele din bazinul Vienei, bazinul Beiuș și bazinul Borod.

Răspîndire stratigrafică și geografică : Pannonian (= Malvensian) din întreg domeniul pannonic. În bazinul Vienei sînt citate în zonele C, D, E, F ale Pannonianului, în Ponțianul inferior din jurul Belgradului, iar în România din stratele inferioare cu congerii și din Ponțianul de la Rădmănești.

Melanopsis (Lyrcaea) fossilis constricta Handmann, 1887

Pl. XII, fig. 3, 4

1856 *Melanopsis martiniana* Férrusac-Hörnes, p. 594, pl. 49, fig. 5—6 ; 1887 *Melanopsis martiniana* var. *constricta* — Handmann, p. 53, pl. 5, fig. 1, 2 ; 1936 *Melanopsis fossilis* (Gmelin) — Paucă, p. 210, pl. II, fig. 7—10 ; 1944 *Melanopsis fossilis* Gmelin-Jekelius, p. 133, pl. 52, fig. 1—9 ; 1953 *Melanopsis fossilis constricta* Handmann-Papp, pl. 134, pl. 11, fig. 1—4 ; 1971 — Istocescu, pl. II, fig. 2 ; 1975 — Pană, p. 222, pl. I, fig. 8, 9.

h. : 10—50 ; l. : 7—20

Exemplare numeroase întîlnite în diferite stadii de creștere în zăcămîntul cu faună de amestec de pe Valea din Mijloc (Săcădate I) și în asociația cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* din dealul Rîposul (Săcădate II) aproape identice cu cele de la Soceni și din bazinul Vienei.

Răspîndirea stratigrafică și geografică : Pannonian din întreg domeniul pannonic. În bazinul Vienei sînt citate în zonele C, D, E ale Pannonianului.

Melanopsis (Lyrcaea) fossilis pseudoimpressa Papp, 1953

Pl. XII, fig. 16—20

1942 *Melanopsis impressa* Krauss-Strausz, p. 84, 85 ; 1953 *Melanopsis fossilis pseudoimpressa* n. sp. Papp, p. 135, pl. 11, fig. 5—8 ; 1973 — Grăf, pl. 5, fig. 22—29.

h. : 17—41 ; l. : 10—27

Institutul Geologic al României

Exemplare numeroase cu cochilii groase, ovale, alungite şi netede, cu striuri de creştere puternice. Prezintă 7 ture de spiră, din care ultimul tur reprezintă 3/4 din lungimea întregii cochilii. Celelalte ture dau cochiliei un aspect conic, asemănător celui de la *Melanopsis impressa bonelli*. Exemplarele mari prezintă pe ultimul tur gropiţe (cca 8—10) plasate sub linia de sutură. Circomvoluţiile puţin separate între ele. Pe exemplarele colectate, în special de la Vingard, se observă o gîtuire sub carenă, iar cochilia apare cilindrică.

Exemplarele cele mai mari au fost întîlnite de noi la Cut. Ele au peste 60 mm lungime, o grosime mare şi sînt mai alungite faţă de holotip.

După cum remarcă şi P a p p (1953) specimenele tinere prezintă asemănări foarte mari cu *Melanopsis impressa bonelli*, cu care şi noi credem că este înrudită. În materialul de la Săcădate am întîlnit numeroase treceri gradate între *Melanopsis impressa bonelli* şi *M. (Lyrcaea) fossilis pseudoimpressa*.

În Ungaria, S t r a u s z (p. 84) remarcă treceri între exemplarele mari de *Melanopsis impressa* la *Melanopsis martiniana*.

În depresiunea Transilvaniei, *Melanopsis pseudoimpressa* apare la două nivele stratigrafice distincte : în „fauna de amestec" în care predomină asociaţii de moluşte tipice Pannonianului mediu şi în asociaţia cu *Congeria subglobosa* şi *Congeria ungulacaprae* [strate terminale ale Pannonianului (= Malvensian) şi începutul Ponţianului]. P a p p o citează în partea superioară a stratelor inferioare cu congerii şi în Ponţian.

Melanopsis (Lyrcaea) fossilis coaequata H a n d m a n n, 1887

Pl. XII, fig. 5

1887 *Melanopsis martiniana* var. *coaequata* H a n d m a n n, pl. 4, fig. 9 ; 1953 *Melanopsis fossilis coaequata* H a n d m a n n-P a p p, p. 134, pl. 10, fig. 9—12.

h. : 26—32 ; l. : 18—20

Specie frecventă în zăcămîntul de pe Valea din Mijloc (Săcădate), unde apare în asociaţie cu *Melanopsis (Lyrcaea) fossilis fossilis, M. vindobonensis* etc. Exemplare foarte asemănătoare celor găsite de P a p p în bazinul Vienei (zona C, D).

Melanopsis (Lyrcaea) fossilis rugosa H a n d m a n n, 1887

Pl. XII, fig. 6

1856 *Melanopsis martiniana* F é r r u s a c, p. 594, pl. 49, fig. 8, 9 ; 1887 *Melanopsis martiniana* var. *rugosa* H a n d m a n n, p. 26, pl. 5, fig. 5—7 ; 1927 *Melanopsis rugosa* H a n d m a n n-P a v l o v i ć, p. 48, pl. 12, fig. 2—12 ; 1936 *Melanopsis fossilis* (M a r t i n i) — P a u c ă, pl. 10, fig. 7—8 ; 1944 *Melanopsis fossilis rugosa* J e k e l i u s, p. 134, pl. 52, fig. 6 ; 1953 *Melanopsis rugosa* H a n d m a n n-P a p p, p. 136, pl. 10, fig. 13—16.

h. : 38 ; l. : 25

Institutul Geologic al României

Exemplare de talie medie, groase, foarte înrudite cu *Melanopsis fossilis* fapt pentru care însuşi Handmann le-a considerat varietăţi ale acestei specii, părere la care s-a raliat Jekelius şi pe care o împărtăşim şi noi.

Specia are o mare răspîndire în întreg domeniul pannonic (strate inferioare cu congerii).

În depresiunea Transilvaniei apare în stratele terminale ale Pannonianului (= Malvensianului) în asociaţia cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.*

Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis vindobonensis Fuchs, 1870
Pl. XII, fig. 7

1856 *Melanopsis martiniana* Férrusac-Hoernes, p. 594, pl. 49, fig. 7 ; 1927 *Melanopsis vindobonensis* Fuchs-Pavlović, p. 47, pl. 11, fig. 1—6 ; 1936 — Paucă, p. 210, pl. 11, fig. 21—26 ; 1944 — Jekelius, p. 135, pl. 53, fig. 1—7 ; 1968 — Sagatovici, pl. 16, fig. 16—19 ; 1975 — Pană, p. 222, pl. 1, fig. 1—6.

h. : 8 ; 10 ; 14 ; 16 ; 16 ; 17 ; 20 ; 30 ; 35
l. : 4 ; 7 ; 12 ; 13 ; 15 ; 16 ; 17 ; 23 ; 28

Specii foarte comune stratelor inferioare cu congerii din întregul domeniu pannonic. În depresiunea Transilvaniei (zona sud-vestică) au fost întîlnite numeroase exemplare (aflate în diferite stadii de creştere) în două zăcăminte principale : Valea din Mijloc şi dealul Rîposul (Săcădate) şi Vingard. Speciile recoltate de la Săcădate îşi menţin raportul h/l (lărgimea cochiliei) de 1,1—1,3 pe cînd cele de la Vingard au tendinţe de alungire. Astfel, raportul h/l la exemplare tinere este între 1,5—1,7, iar la cele adulte 1,4—1,6. De fapt, aceeaşi tendinţă de alungire am recunoscut-o şi la *Melanopsis* ex gr. *fossilis.*

Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis paucai n. ssp.
Pl. XII, fig. 8—12

Holotip : colecţia I.G.G.

Derivatio nominis : în onoarea prof. dr. M. Paucă, Bucureşti.

Locus tipicus : comuna Vingard, 15 km NE de Sebeş-Alba.

Stratum tipicum : asociaţia cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae.* Pannonian (= Malvensian).

Cochilie ovală, groasă şi netedă. Ultimul tur alungit, foarte bine dezvoltat acoperă uneori în întregime turele precedente. Intervalul dintre carenă şi tur, mai mult sau mai puţin concav. Apertura ovală cu marginea externă simplă şi uşor arcuată. Marginea internă recurbată, cu o calozitate la partea superioară. Şanţul sifonal scurt şi lat. Striuri de creştere puternice.

h. : 27 ; 25 ; 23 ; 22 ; 22
l. : 16 ; 15 ; 5 ; 13 ; 12

Institutul Geologic al României

Față de specia nominativă, *M. vindobonensis paucai* prezintă raportul h/l mai mic, cuprins între 1,5—1,8. De asemenea, apertura este ceva mai mare, iar șanțul sifonal scurt și lat.

Prezintă afinități cu exemplarul figurat de Papp (1953), pl. 11, fig. 11, ca fiind considerat de trecere de la *Melanopsis vindobonensis* la *M. pseudoimpressa*, fără a avea gîtuire sub sutură, tipică acestei din urmă specii.

Forma descrisă apare asociată cu fauna caracteristică pentru zona E a Pannonianului.

Melanopsis (Lyrcaea) inermis inermis Handmann, 1882

Pl. XII, fig. 13

1882 *Melanopsis inermis* n. sp. Handmann, p. 554 ; 1902 *Melanopsis textilis* Handman-Brusina, pl. 5, fig. 55, 56 ; 1929 *Melanopsis inermis* Wenz, p. 2758—2760 ; 1944 — Jekelius, p. 135, pl. 1—20 ; 1953 *Melanopsis inermis inermis* Handmann-Papp, p. 138, pl. 9, fig. 24—27 ; 1969 — Florei, pl. 1, fig. 18 ; 1971 — Istocescu, pl. 2, fig. 15 ; 1973 — Gräf et al., pl. 5, fig. 5—8.

h. : 9—11 ; l. : 7—8

Specie variabilă, frecventă în stratele inferioare cu congerii. Exemplare bine păstrate, cu ornamentația caracteristică (punctulețe și pete roșcate). Semnalată de Papp în bazinul Vienei în zonele C, D ale Pannonianului.

În depresiunea Transilvaniei apare în depozite pannoniene din jurul localității Săcădate.

Melanopsis (Lyrcaea) stricturata stricturata Brusina, 1892

Pl. XII, fig. 14

1892 *Melanopsis stricturata* n. sp. Brusina, p. 141 ; 1902 — Brusina, pl. 6, fig. 16—29 ; 1944 — Jekelius, p. 127, pl. 47, fig. 3—11 ; 1971 — Istocescu, pl. 2, fig. 7 ; 1972 — Nicorici, pl. 22, fig. 19, 23 ; 1975 — Pană, p. 222, pl. 1, fig. 10—11.

h. : 9 ; l. : 2

Exemplare rare, cu carene ușor tocite, găsite de noi în asociația *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* din dealul Rîposul (Săcădate II).

Frecventă în Pannonianul terminal din Jugoslavia și România.

Melanopsis (Lyrcaea) handmanni handmanni Brusina, 1892

Pl. XII, fig. 15

1892 *Melanopsis handmanni* n. sp. Brusina, p. 141 ; 1902 — Brusina, pl. 6, fig. 26—29 ; 1944 — Jekelius, p. 133, pl. 50, fig. 18—22 ; 1971 — Istocescu, pl. 1, fig. 28 a, b ; 1975 — Pană, p. 223.

Institutul Geologic al României

Specie foarte frecventă în fauna de amestec sarmato-pannoniană de la Săcădate (Valea din Mijloc).

h. : 9—11 ; l. : 4—5

Întîlnită frecvent în stratele inferioare cu congerii din întregul domeniu pannonic.

Melanopsis (Lyrcaea) pseudopygmaea Jekelius, 1944

1944 *Melanopsis pseudopygmaea* n. sp. Jekelius, p. 131, pl. 49, fig. 11—17, tip fig. 11 ; 1975 — Pană, p. 223, pl. 1, fig. 17.

h. : 8—9 ; l. : 4

Specie citată numai în țara noastră în Pannonianul de la Soceni și Odorhei.

Melanopsis (Canthidomus) bouéi bouéi Férussac, 1823

Pl. III, fig. 7—9

1823 *Melanopsis bouéi* n. sp. Férussac, p. 159, pl. 8, fig. 9, 10 ; 1902 *Melanopsis kacici* n. sp. Brusina, pl. 6, fig. 56, 57 ; 1929 *Melanopsis bouéi* Férussac-Wenz, p. 2758 ; 1944 — Jekelius, p. 128, pl. 48, fig. 1—7 ; 1953 *Melanopsis bouéi bouéi* Férussac-Papp, p. 145, pl. 12, fig. 22 ; 1972 — Nicorici, pl. 22, fig. 17, 21.

După diagnoza dată de Férussac, specia are testul oval, cu 6—7 ture de spiră, ultimul tur bombat, cu coaste mici longitudinale, tuberculate, cu spini ; apertura ovală, columela groasă. Férussac, prezintă și o varietate (fig. 10) cu un al doilea rînd de nodule, dezvoltate către sfîrșitul ultimului tur. În depresiunea Transilvaniei (zona sudică) am întîlnit ambele varietăți ale speciei.

Cochiliile (fig. 24) sînt de talie mică, h : 6—8 și l : 4—6, au spira scurtă și un rînd de spini superiori situați lîngă sutură. De la acești



Fig. 24. — *Melanopsis (Canthidomus) bouéi bouéi* Férussac.

spini pornesc prelungiri sub formă de coaste către bază, ce se pierd treptat fără a mai forma alte nodule. Primele 5 ture, netede, foarte mici în comparație cu celelalte, care cresc progresiv, încît turul 6 apare mult mai dezvoltat și ornat cu cîțiva tuberculi lîngă sutură. La unele varietăți acești tuberculi pot lipsi. Cel de al șaptelea tur este puternic

Institutul Geologic al României

bombat, astfel încît forma devine aproape globuloasă cu spira scurtă şi lată. Pe unele exemplare mai bine păstrate se observă o ornamentaţie de punctuleţe şi pete roşii. Exemplarele noastre sînt aproape identice cu cele de la Soceni.

Loc de proveniență : valea Nucilor (Săcădate I), Pannonian.

Răspîndire stratigrafică şi geografică : Pannonian, Austria (zona C, D), Ungaria, Jugoslavia, România.

Melanopsis (Canthidomus) bouéi rarispina Lörenthey, 1902

Pl. III, fig. 10, 11

1902 *Melanopsis rarispina* Lörenthey, p. 215, pl. 17, fig. 18—30 ; 33—36 ; 1856 *Melanopsis bouéi* Férussac-M. Hoernes, p. 592, pl. 49, fig. 12 ; 1902 *Melanopsis sinzowi* Lörenthey, p. 213, pl. 17, fig. 18—30 ; 33—36 , 1929 *Melanopsis tinnyensis* Wenz, p. 2 843 ; 1929 *Melanopsis rarispina* Wenz, p. 2 817 ; 1944 *Melanopsis bouéi rarispina* Lörenthey-Jekelius, p. 129, pl. 48, fig. 8—12 nu fig. 13 ; 1953 — Papp, p. 145, pl. 12, fig. 7, 8.

Test oval, cu 7 ture, între care ca şi la *Melanopsis bouéi bouéi,* primele 5 sînt de talie foarte mică, netede, iar celelalte cresc progresiv încît ultimul tur, cel mai dezvoltat, bombat, reprezintă peste 2/3 din înălţime. Pe turul 5 apare deasupra ultimei linii de sutură un rînd de tuberculi mici. Ultimul tur prezintă 2 rînduri de tuberculi bine evidenţiaţi, rari. Atît exemplarele tinere cît şi cele adulte au o formă globuloasă datorită ultimului tur.

Melanopsis bouéi rarispina prezintă foarte mari asemănări în privinţa formei şi ornamentaţiei cochiliei cu *Melanopsis (Canthidomus) defensa* descrisă de Lörenthey în Ponţianul de la Rădmăneşti. În materialul nostru colectat de la Săcădate (Valea din Mijloc), precum şi din dealul Rîposul, am întîlnit treceri gradate de la *Melanopsis bouéi rarispina* la *Melanopsis (Canthidomus) defensa.* Acest fapt pledează pentru înrudirea strînsă dintre cele două specii. Principala deosebire dintre ele rezidă mai ales în forma cochiliei, care este mai globuloasă la *Melanopsis bouéi rarispina* şi mai alungită la *Melanopsis (Canthidomus) defensa,* precum şi în numărul de tuberculi mai rari la *Melanopsis bouéi rarispina.* Fuchs, descriind această formă de la Rădmăneşti, a menţionat două mari deosebiri între specia sa şi *Melanopsis bouéi.* Acestea însă nu se referă la subspecia *„rarispina".*

În fotografiile prezentate de Jekelius credem că sînt figurate şi exemplare de trecere de la *Melanopsis bouéi rarispina* la *Melanopsis (Canthidomus) defensa* (pl. 48, fig. 12, 13).

În zăcămîntul de la Săcădate am întîlnit exemplare foarte robuste, cu cochilii groase şi tuberculi mai puţin reliefaţi. Ele se încadrează totuşi în descrierile pentru *rarispina* şi le-am considerat ca fiind exemplare rulate.

Institutul Geologic al României

Melanopsis (Canthidomus) defensa defensa Fuchs, 1870
Pl. III, fig. 20—27

1870 *Melanopsis defensa* n. sp. Fuchs, p. 353, pl. 14, fig. 77—79 ; 1902 *Melanopsis (Paulicia) defensa* Fuchs-Brusina, pl. 29, fig. 9—18 ; 1912 *Melanopsis oltszakadatensis* Halaváts, p. 471, fig. 3, 4 ; 1944 *Melanopsis bouéi rarispina* Lörenthey-Jekelius, p. 129, pl. 48, fig. 12, 13 ; 1971 *Melanopsis (Canthidomus) defensa* Fuchs-Gillet şi Marinescu, p. 55, pl. 22, fig. 1—15 ; 1971 *Melanopsis (Canthidomus) defensa trochiformis* Fuchs-Gillet şi Marinescu, p. 55, pl. 23, fig. 28—37 ; 1971 *Melanopsis (Canthidomus) defensa elongata* Fuchs-Gillet şi Marinescu, p. 55, pl. 23, fig. 38—48.

Descrierile subspeciilor de *Melanopsis (Canthidomus) defensa* din sud-vestul depresiunii Transilvaniei sînt conforme cu cele prezentate de Gillet şi Marinescu (1971).

În zăcămintele de pe Valea din Mijloc şi dealul Rîposul, situate în apropierea localităţii Săcădate, apar numeroase exemplare tinere şi adulte la două nivele stratigrafice distincte şi anume în Pannonianul mediu şi în stratele terminale ale acestuia.

Am arătat în descrierea anterioară o serie de caractere comune speciilor *Melanopsis (Canthidomus) defensa* şi *Melanopsis bouéi rarispina*. O particularitate a acestor specii în depresiunea Transilvaniei este gigantismul lor, precum şi trecerile gradate între diferitele varietăţi.

În materialul nostru am întîlnit forme rulate, identice cu cele figurate de Halaváts ca *Melanopsis oltszakadatensis*.

Răspîndire stratigrafică şi geografică : pînă în prezent specia se cunoştea numai din Ponţianul de la Rădmăneşti.

Melanopsis (Canthidomus) bouéi affinis Handmann, 1887
Pl. III, fig. 12

1887 *Melanopsis affinis* n. sp. Handmann, pl. 6, fig. 9—12 ; 1954 *Melanopsis bouéi affinis* Handmann-Jekelius, p. 129, pl. 48, fig. 14—17 ; 1953 — Papp, pl. 146, pl. 12, fig. 9—11 ; 1963 — Lupu, pl. 1, fig. 7 a, b ; 1971 — Istocescu, pl. 1, fig. 25 a, b ; 1973 — Clichici, pl. 24, fig. 6.

Exemplare rare, întîlnite într-un singur zăcămînt, la Săcădate (Valea din Mijloc), foarte asemănătoare cu cele de la Soceni. Unele din ele au spira mult mai scurtă decît cea a holotipului.

h. : 8—10 ; l. : 5—6,3

Predomină cele cu dimensiuni mici.

Specia se întîlneşte în Pannonianul din Austria şi România.

Institutul Geologic al României

Melanopsis (Canthidomus) bouéi sturi Fuchs, 1883
Pl. III, fig. 13

1883 *Melanopsis sturi* n. sp. Fuchs, p. 21, pl. 4, fig. 18, 19 ; 1944 — Jekelius, p. 74, fig. 1—17 ; 1953 *Melanopsis bouéi sturi* Fuchs-Papp, p. 146, pl. 12, fig. 15—17 ; 1963 — Lupu, pl. 1, fig. 13.

Specie foarte rară, întîlnită în fauna de amestec sarmato-pannoniană de la Săcădate (Valea din Mijloc). Are o ornamentație caracteristică, cu spini foarte bine pronunțați.

h. : 14 ; l. : 6,5

Cunoscută din stratele inferioare cu congerii din întreg domeniul pannonic.

Melanopsis (Canthidomus) bouéi multicostata Handmann, 1887

1887 *Melanopsis bouéi* var. *multicostata* Handmann, p. 36, fig. 10—12 ; 1944 *Melanopsis bouéi multicostata* Handmann-Jekelius, p. 130, pl. 48, fig. 18—22 ; 1953 — Papp, p. 146, pl. 12, fig. 1—14 ; 1963 — Lupu, pl. 1, fig. 12 a, b ; 1971 — Istocescu, pl. 1, fig. 23.

Exemplare foarte frecvente în zăcămîntul de pe Valea din Mijloc (Săcădate), tinere și adulte, foarte asemănătoare cu cele de la Soceni.

h. : 11—14 ; l. : 5—8

Specie frecventă în stratele inferioare cu congerii din întregul domeniu pannonic.

Familia **Lymnaeidae**
Gen **Velutinopsis** Sandberger, 1875
Specia tip *Lymnaea velutina* Deshayes
Velutinopsis velutina (Deshayes, 1838)
Pl. XIV, fig. 4

1838 *Lymnaea velutina* n. sp. Deshayes, p. 64, pl. 5, fig. 12—14 ; 1901 — Gorjanović-Kramberger, p. 137, pl. 10, fig. 15 ; 1944 *Velutinopsis velutina* (Deshayes) — Moos, p. 545, pl. 21, fig. 3, 4, 5 ; 1966 *Radix (Velutinopsis) velutina* (Deshayes) — Pană. pl. 5, fig. 11 ; 1969 *Velutinopsis velutina* (Deshayes) — Marinescu, p. 314, pl. 1, fig. 4, 5.

h. : 19—28 ; l. : 18—23

Specie frecventă în sedimentele pelitice ale stratelor de Gușterița cu *Congeria banatica*.

Exemplare frecvente și în stratele de Vingard cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*.

Specie comună în bazinul pannonic și dacic. În bazinul dacic se întîlnește în Meoțianul superior.

Institutul Geologic al României

Gen **Undulotheca** Gorjanović-Kramberger, 1923
Undulotheca rotundata (Gorjanović-Kramberger, 1901)

1901 *Undulotheca rotundata* n. sp. Gorjanović-Kramberger, pl. 10, fig. 9, 10 ; 1944 — Moos, p. 350, pl. 21, fig. 9.

Speciile întîlnite de noi sînt de talie mare, au formă rotundă, înălțimea și lățimea fiind aproape egale.

Cochilia este bogat ornamentată cu coaste concentrice groase. Suprafața externă posedă 15 coaste late, separate între ele prin spații intercostale cu aceeași lățime.

Exemplarele tinere prezintă mari asemănări cu *Undulotheca pancici.*

h. : 58 ; l. : 58 ; grosime : 15

Este citată la nivelul Pannonianului mediu.

Undulotheca pancici (Brusina, 1892)
Pl. XIV, fig. 1—3

1901 *Limnaea pancici* Brusina-Gorjanović-Kramberger, pl. 12, fig. 9, 10 ; 1902 *Velutinopsis pancici* Brusina-Brusina, pl. 1, fig. 28, 29.

Specie frecventă cu exemplare tinere și adulte, cu cochilie de formă eliptică sau subcirculară. Suprafața externă ornamentată cu 24—26 coaste groase, separate prin intervale intercostale puțin profunde egale în lărgime cu coastele. Umbone arcuit. Cochilia destul de plată.

h. : 23—50 ; l. : 15—40 ; grosime : 5—15

Specia este considerată de Moos (1944) mai primitivă față de *Undulotheca rotundata,* dar se cunoaște de la același nivel cu aceasta în „argile albe cu *Undulotheca*" din Croația.

Provin din sedimentele pelitice ale stratelor de Guștericța cu *Congeria banatica.*

Mai este semnalată în România la Vîrciorova (Banat) din asociația cu *Congeria banatica.*

Primit la redacție : 10 februarie 1978.

BIBLIOGRAFIE

Ackner M. (1852) Bericht über die im Harbachtale gefundenen vorweltlichen Thrierrste. *Verh. u. Mitt. d. siebend. Ver. f. Naturwiss* III, p. 19—24, Sibiu.

Andrae C. (1852) Die fossile Flora von Szakadát und Thalheim. *Jahrb. der k. k. geol. R. A.,* III. 4, p. 134—135, Sibiu.

— (1855) Fossile Pflanzen der Tertiärformation von Szakadát und Thalheim. *Zeitschr. für die gesammten. Naturw. von. Giebel und Heinz.,* p. 201—204, Sibiu.

Institutul Geologic al României

Andreescu I. (1973) Precizări asupra limitelor etajului Meoțian. *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr. seria Geologie*, 2, 18, p. 541—558, București.

Andrussov N. (1897) Fosile und lebende Dreissenidae Eurasiens. *Trudî st. S. Nat.*, 25, St. Petersburg.

— (1899) Die südrussischen Neogen ablagerungen. II *Imper Spr. Miner. Obsci.* XXXVI, St. Petersburg.

— (1906) Die Mäotische Stufe. *Verh. d. kais. russ. Mineral. Gesellsch. zu st. Petersb.* 2/43, Petersburg.

— (1961) Izbranîe trudî. I, II, III, Moscova.

Arabu N. (1940) Faunes sarmatiennes et pontiennes du Bassin Transylvain. *C. R. Inst. Géol. Roum.* XXIV, p. 26—34, București.

Atanasiu I., Macarovici N. (1950) Les sédiments miocènes de la partie septentrionale de la Moldavie (départ. de Dorohoi, de Botoșani et de Iași).

Bartha Ferenç (1971) A magyarországi pannon biosztratigrafiai vizgalata. A Magyarorszagi pannonkori kepződmenyek Kutatasai Akademiai kiado, p. 9—173, Budapesta.

Beudant F. S. (1822) Voyage mineralogique et geologique en Hongrie pendant l'année 1818. II, p. 305—328, Paris.

Bielz A. (1855) Beitrag zur Kenntniss der geologischen Verhaltnise von Hermannstadt. *Herm. Ver.* VI, p. 171—179, Sibiu.

— (1894) Pontische Ablagerungen in Siebenbürgens (II Nachtrag). *Verh. u Mitt. des Siebenb. ver. für Naturw. Hermanstadt*, p. 94—98, Sibiu.

Blow H. V. (1969) Late Midde Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. *Ist. Intern. Conf. Plankt. Microp., Geneva*, 1967, p. 199—422, Leiden.

Brusina Sp. (1893) Congeria ungulacaprae, C. simulans Brus n. sp. und Dreissensia Münsteri Brus. n. sp. *Verh. d. k. k. geol. R. A.*, Wien.

— (1897) Matériaux pour la faune malacologique néogene de la Dalmatie, de la Croatie etc. Agram. Zagreb.

— (1902) Iconographia molluscorum ; un Atlas, Zagreb.

Cantuniari St. (1926) Studii geologice în valea Sebeșului. *D. S. Inst. Geol.* IX (1920—1921), p. 66—71, București.

Ciocîrdel R. (1950) Le néogène de la partie méridionale du dép. de Putna. *Ann. Com. Géol. Roum.* XXII, p. 7—119, București.

Ciupagea D. T. (1935) Nouvelles données sur la structure du Bassin transylvain. *Bul. Soc. Rom. Geol.* II, p. 114—145, București.

— Vancea A. (1937) Quelques points fossilifères inconnus du bassin de Transylvanie. *Bul. Soc. Rom. Geol.* III, p. 193—211, București.

— Paucă M., Ichim Tr. (1970) Geologia depresiunii Transilvaniei. Ed. Acad. R.S.R., București.

* * * Commitee on Mediterranean Neogene Stratigraphy (C.M.N.S.) (1969) Mediterranean Neogene stages studies on the strotypes. Seria 237/2, Berna.

Dumitrică P., Gheța N., Popescu Gh. (1975) New data on the biostratigraphy and correlation of the Middle Miocene in the Carpathian area. *D. S. Inst. geol. geofiz.*, LXI/4, p. 65—84, București.

Eberzin A. G. (1951) O congerievîh fatiah sarmata Basarabii. *Trudî Paleont. Inst. An. SSSR*, 1951, 77/5, Moscova-Leningrad.

Institutul Geologic al României

— Motaş I., Macarovici N., Marinescu Fl. (1966) Afinităţi pannonice şi euxinice ale Neogenului superior din bazinul dacic. *Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., ser. Geologie,* 11, 2, p. 463—481, Bucureşti.

Friedl K. (1931) Uber die Gliederung der pannonischen Sedimente des Wiener Beckens. *Mitt. d. Geol. Gesel. i Wien,* p. 1—26, Viena.

Fuchs Th. (1870) Beitrage sur Kenntniss fossiler Binnenfaunene. III. Die Fauna der Congerien Schichten von Radmanest. *Jahrb. d. k. k. geol. Reich.* XX, p. 343—365, Viena.

— Karrer F. (1875) Geologische Studien in den Tertiärbildungen des Wiener Beckens. *Jahrb. d. k. k.,* XXV, p. 1—63, Viena.

Gillet Suzette (1943) Les limnocardiides des couches à congéries de Roumanie. *Mém. Inst. Géol.,* IV, Bucureşti.

— Marinescu Fl. (1971) La faune malacologique pontienne de Radmanesti (Banat Roumain). *Mém. Inst. Géol.,* XV, Bucureşti.

Gorjanović-Kramberger K. (1899) Die Fauna der unterpontischen Bildungen um Londjica in Slavonien. *Jahrb. d. k. k. geol. Reich.* XLIX, p. 125—134, Viena.

— (1901) Uber die Gattung Valenciennesia in einige unterpontische Limnaen. *Mittheilungen des Paläontologischen der Universität,* XII, p. 121—140, Leipzig şi Viena.

— (1923) Die Valenciennessiden und einige andere Limnaeiden der pontischen Stufe des unteren Pliozäns in ihrer stratigraphischen und genetischen Bedeutung. *Glasn. hrv. prirod. Drustva. Sr.* 35, p. 87—114, Zagreb.

Halaváts J. (1904) Allgemeine und palaeontologische Literatur der pontischen Stufe Ungarns. *Verh. d. k. geol. R. A.,* p. 134, Budapesta.

— (1905) Szaszebes környekenek földtani alkotosa. *Földt. Int. evi jelentese,* p. 51, Budapesta.

— Roth L. (1910) Die Umgebung von Szászsebeş. *Erläuterungen zur Geol. Specialkarte der Länder d. ung. Krone,* Budapesta.

— (1911) Die Fauna der pontischen Schichten in der Umgebung des Balatonsees, Viena, p. 1—80.

— (1911) Geologischer Bau der Umgebung von Bolya Vurpod, Hermány und Szenterzsébet. *Jahrb. d. kgl. ung. geol. Anst. f.,* Budapest.

— (1912) Geologischer Aufbau der Umgebung von Nagy-Disznód und Nagytalmács. *Jahresb. d. kgl. ung. geol. Reichs.,* Budapesta.

— (1914) Geologischer Aufbau der Gegend von Ujegyháza, Holczmany und Oltszakadat. *Jahrb. d. kgl. u. geol. Reichs., f.* 1913, p. 410—422, Budapesta.

Hauer Fr. (1860) Uber dat Alter der Schichten von Szakadát und Thalheim. *Jahrb. d. k. k. geol. R. A. XI,* Verh. p. 102, Viena.

— Stache G. (1863) Geologie Siebenbürgens. Wien.

Herbich, Neumayr M. (1875) Beiträge zur Kenntniss fossiler Binnennfaunen zu Süsswasserablagerungen im südöstlichen Siebenbürgen. *Jahrb. d. k. k. geol. Reich.* XXV, p. 401—431, Viena.

Herepey K. (1897) Geologische Beschreibung des Com. Also Feher. *Monographie des Com. Also. Feher. (ungarn),* p. 114—175, Budapesta.

Hoernes M. (1856) Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien. II Band Bivalven. *Abhandl. d. k. k. geol., R. A.,* IV, Wien.

Institutul Geologic al României

Hoernes R. (1900) Die vorpontische Erosion. *Sitzungsber d. k. Akad. d. Wiss.* I. Wien.

Ilie M. (1955) Cercetări geologice în Bazinul Transilvaniei (Regiunea Alba Iulia-Sibiu-Făgăraş-Rupea). *An. Com. Geol.* XXXVIII, p. 251—366, Bucureşti.

Ionesi Bica (1968) Stratigrafia depozitelor miocene de platformă dintre valea Siretului şi valea Moldovei. Ed. Acad. R.S.R., Bucureşti.

Istocescu D. (1971) Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crişului Alb şi al ramei munţilor Codru şi Highiş. *St. tehn. econ., seria J. Stratigrafie,* 8, Bucureşti.

Jeanrenaud P. (1963) Contribution à l'etude des couches à faune d'eaux douce de la Plate-forme Moldave. *An. St. Univ. Al. I. Cuza, ser. nouă, secţia* II, Iaşi.

— (1971) Harta geologică a Moldovei centrale dintre Siret şi Prut. *An. St. Univ. Al. I. Cuza Iaşi. ser. n., sect.* II, *Geol.*, 17, p. 65—78, Iaşi.

Jekelius E. (1935) Die Parallelisierung der pliozänen Ablagerungen Südost-Europas. *An. Inst. Geol. Rom.* XVII, p. 265—307, Bucureşti.

— (1943) Das Pliozän und die sarmatische Stufe im Mittleren Donaubecken. *An. Inst. Geol. Rom.* XXII, p. 191—399, Bucureşti.

— (1944) Sarmat und Pont von Soceni (Banat). *Mem. Inst. Geol. Rom.*, V, Bucureşti.

Koch A. (1894, 1900) Die Tertiärbildungen des Beckens der Siebenbürgischen Landestheile. II Neogene Abtheilung, Budapesta.

Kojumdgieva Emilia (1961) Étude paleontologique et biostratigraphique du Meotian inférieur de la Bulgarie du nord-ouest. *An. Dir. Gen.*, p. 139—155, Sofia.

— (1968) Predstavitelnîe na rod Congeria v Neoghena na severo padna. Bîlgaria i tialmata filoghenia i paleoecologhia. *Bulletin of the geological institute series Paleontologyk, h,* XVII, Sofia.

Krejci-Graf K. (1932) Parallelisierung des südosteuropaischen Pliozäns. *Geol. Rundschau* 23 (6), p. 300—339, Berlin.

Laskarev V. (1903) Die fauna der Buglowka-schichten in Volhynien. *Mém. du comité géologique. Nouvelle série, Livraison* 5, p. 4—148, Paris.

— (1924) Sur les equivalents du sarmatien supérieur en Serbie. *Recueil de Travaux offert à M. Jovan. Cvijic,* p. 73—85, Beograd.

Lobonţiu E. (1926) Scurtă privire asupra geologiei Transilvaniei. *D. S. Inst. Geol.* VIII (1919—1920), p. 109—122, Bucureşti.

Lubenescu Victoria, Crahmaliuc Gloria, Radu Magdalena (1967) Observaţii asupra stratigrafiei şi faunei depozitelor pannoniene din Bazinul Silvaniei. *D. S. Inst. Geol.* LII/3, p. 63—72, Bucureşti.

— (1970) Asupra prezenţei unor puncte fosilifere pe valea Caşoşului (zona Bradu) şi la est de Săcădate. *D. S. Inst. Geol.* LVI, p. 131—139, Bucureşti.

— Pavnotescu Viorica (1970) Contribuţii la stratigrafia Neogenului din bazinul Caransebeş. *D. S. Inst. Geol.* LVI, p. 141—155, Bucureşti.

— Gheorghian Mihaela (1971) Asupra prezenţei Buglovianului în sudul depresiunii Transilvaniei (sud-est de Sibiu). *D. S. Inst. Geol.* LVII (1969—1970), p. 79—83, Bucureşti.

Institutul Geologic al României

— (1972) Observații asupra unor faune amestecate de la vest de Miercurea Sibiului (Depresiunea Transilvaniei). *D. S. Inst. Geol.* LVII, p. 49—52, București.
— (1973) Contribuții la studiul faunei badeniene din sud-vestul Transilvaniei (zona Sebeș Alba-Cut). *D. S. Inst. Geol.* LIX, 4, p. 121—125, București.
— Gheorghian Doina (1973) Observații biostratigrafice pe valea Rodului (vest de Sibiu). *D. S. Inst. Geol. LIX*/4, p. 113—119, București.
— Marinescu Fl., Pavnotescu Viorica (1974) Comentarii asupra faunei cu congerii din Bessarabianul superior de la Valea Sării (depresiunea subcarpatică a Moldovei meridionale). *D. S. Inst. Geol.*, LX/4, p. 131—138. București.
Lubenescu Victoria, Pavnotescu Viorica, Lubenescu D. (1978) Badenianul de la Copăceni-Tureni (NW Transilvaniei). „Zona Neopycnodonte navicularis". *D. S. Inst. geol. geofiz.* LXIV/4, p. 147—158, București.
Macarovici N., Marinescu Fl., Motaș I. (1966) Aperçu sur le Néogène superieur et le Pontien s. str. du Bassid Dacique. *Acad. R.S.R. Stud. cerc. geol., geofiz. geogr., seria Geologie,* 10/2, p. 313—325, București.
— Motaș I., Contescu L. (1967) Caractères stratigraphiques et sédimentologiques des dépôts sarmato-pliocènes de la courbure de Carpates Orientales. *An. st. Univ. Al. I. Cuza Iași, sect.* II, XIII, p. 47—60, Iași.
— Ionesi Bica, Paghida-Natalia Trelea (1970) Buglovschie sloi v Rumînie i necotorîe soobrajenia o ih soderjanii i stratigraficescom polojenii. *Buglovskie sloi plioțena,* p. 199—222, Kiev.
Marinescu Fl. (1967) Observații asupra Pannonianului de la Caransebeș. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., ser. Geologie,* XII, 2, p. 465—469, București.
— (1972) Două faune cu congerii din Miocenul terminal al Bazinului Dacic. *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/3, p. 69—92, București.
— Istocescu D. (1972) Asupra unei faune cu Congeria ornithopsis din Sarmațianul golfului Borod (vestul domeniului pannonic). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/3, p. 53—67, București.
Marinescu Fl. et al. (1972) Néogène de la dépression de la Transylvanie, du Banat et du bassin dacique. *Guide de l'excursion de la V-e Réunion du groupe de travail pour la Paratéthys. Inst. Geol.*, București.
— (1973) Les mollusques pontiens de Tirol (Banat roumain). *Mém. Inst. Geol.*. XVIII, București.
Maxim I. (1965) Asupra prezenței unor blocuri calcaroase eocen-tortoniene răspîndite in regiunea Dobîrca (Sebeș-Sibiu). *Soc. științe nat. și geogr. Comunicări de geologie* III, p. 229—237, București.
Mihăilă N., Marinescu Fl. (1971) Limnocardium (Pannonicardium) mihaili sp. n. în fauna cu Congeria subglobosa din bazinul Crișului Repede. *D. S. Inst. Geol.* LVII (1969—1970), p. 41—47, București.
Moore C. Raymond (1969) Treatise on Invertebrate Paleontology. *Molusken 6 Bivalvia-Gasteropoda Kansas.* New York.
Moos A. (1944) Neue Funde von Lymnaeiden, insbesondere von Valenciennesiiden im Fannon Kroatiens. *Pos. odt. iz. vjestnika Hrvats. drz. geol. zav. i Hrvats. drz. geol. muz. svez.* II/III, p. 341—350, Zagreb.
Motaș I., Marinescu Fl. (1971) L'évolution et les subdivisions du Sarmatien dans le Bassin dacique. *Föld. Közl.* (1969), p. 240—243, Budapest.

Institutul Geologic al României

— Papaianopol I. (1972) Biostratigrafia succesiunii meoţian-pleistocen dintre Călugăreni şi Vadu Săpat (jud. Prahova). *D. S. Inst. Geol.*, LVIII/4, p. 221—241, Bucureşti.

Mrazec L., Jekelius E. (1927) Aperçu sur la structure du Bassin néogène de Transylvanie et sur ses gisements de gaz. *Guide des excursions Assoc. pour l'avancement de la géologie des Carpates*, p. 5—22, Bucureşti.

Neugeboren L. (1851) Bemerkungen über die fossilen Fische von Szakadát. *Herm. Ver.* III, Sibiu.

— (1867) Die fossilen Pflanzen von Szakadát Thalheim und vale Scobinos nach den neuesten Forschungen des Hrn. Dyonisius Stur. *Verh. Mitt. des. Siebenb. ver. für Naturw. Hermannstadt*, p. 261—268, Sibiu.

Neumayr M., Paul C. M. (1875) Die Congeria und Paludinenschichten slavoniens und deren Faunen. *Abhandl. der k. k. geologischen Reichsanstalt Band.* VII, Heft 3, p. 1—106, Viena.

Neveskaia L. S. (1969) Stratigraficenskoe polojenie i obiom meoticeskogo iarusa. *Coll. sur le Néogène*, Budapesta.

Nicorici E., Gerasim A. (1971) Prezenţa Badenianului superior fosilifer la Gura Rîului (Sibiu). *Stud. şi comunicări, st. naturale, Muzeul Brukenthal*, Sibiu.

Pană Ioana (1969) Congeriile din grupa mytiliforme întîlnite în depozitele meoţiene de la curbura estică a Carpaţilor. *Bul. Soc. st. geol.* XI, p. 327—333, Bucureşti.

— (1972) Rolul biostratigrafic al congeriilor în depozitele pliocene din Bazinul Dacic. *D. S. Inst. Geol.* LVIII/4, p. 245—264, Bucureşti.

— (1975) Fauna pliocenă din regiunea Odorheiu Secuiesc (sud-estul bazinului Transilvaniei). *An. Inst. geol. geofiz.*, XLVII, p. 213—265, Bucureşti.

Papp A. (1953) Die Molluskenfauna des Pannon im Wiener Beckens. *Mitt. d. geol. gesel.* 44, p. 85—222, Wien.

— (1951) Das Pannon des Wiener Beckens. *Mitt. geol. Gesel.* (1946—1948), p. 133—223, Viena.

— (1952) Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. *Mitt. der geol. gesel in Wien* 45, p. 1—112, Viena.

— Griel R., Janoschek R., Kapounek J., Kollmenn K., Tournovsky K. (1968) Zur Nomenklatur des Neogens in Ostereich. *Sond. Verh. geol. Bund. Heft.* 1/2, p. 9—26, Wien.

Paucă M. (1935) Le Bassin néogène de Beiuş. *An. Inst. Geol. Rom.*, XVII, p. 133—225, Bucureşti.

— (1953) Die vorpontische Erosion am Ostrand der pannonischen Senke. *Bul. Soc. Rom. Geol.* II, p. 49—55, Bucureşti.

— Cehlarov Aura (1966) Asupra prezenţei unor blocuri de micaşist pe Valea din Mijloc la Săcădate-Sibiu. *D. S. Com. Geol.* LII/1, 1964—1965, p. 317—322, Bucureşti.

— Dinescu Silvia (1967) Date noi privind geologia ramei Munţilor Cibin între Răşinari şi Sălişte. *D. S. Inst. Geol.* LIII/1 (1965—1966), p. 413—418, Bucureşti.

— (1972) Problema „etajului Pannonian". Centenar Muzeal orădean. p. 653—657, Oradea.

Institutul Geologic al României

Pavlović P. S. (1927) Les mollusques du pontien inférieur des environs de Beograd. *Annales Géologiques de la Péninsule Balkanique*, 1, IX, 2, p. 1—74, Belgrad.

Pishvanova L. S. (1968) On the zonation of the Miocene by means of Planktonic foraminifera. *Giorn. Geol., ser.* 2, 36, p. 233—244, Bologna.

Popescu Gh. (1975) Études des foraminifères du miocène inférieur et moyen du nord-ouest de la Transylvanie. *Mém. Inst. Géol.* XXIII, Bucureşti.

Reuss A. E. (1868) Paleontologische Beiträge. VI Über ein neues Vorkommen der Congerienschichten in Siebenbürgen. V. I. Neue Fundorte von Valenciennesia annulata. *Sitz. d. k. Alad. d. Wissensch. Math. naturw. Kl.* 57 Bd., p. 85—101, Sibiu.

Roth L. von Telegd (1879) Geologische Skizze des Kroisbach-Ruster Bergzuges und des südl. Teiles des Leitha-Gebirges. *Földt. Közl.*, 9, p. 144, Budapest.

Saulea Emilia (1965) Contributions à la stratigraphie du Miocène supérieur. *Assoc. Géol. Carp. Balc. Congr.* VII, Sofia.

Sagatovici Alexandra (1967) Studiul geologic al părţii de vest şi centrală a bazinului Oaş. *Com. Geol. Stud. tehn. econ.*, 7/5, Bucureşti.

Schréter Z. (1912) Die stratigraphische Stellung d. sarmatischen Schichten. *Ungarns koch. Festschrift.* Budapest.

Seneš J. et al. (1971) Korrelation des Miozäns der zentralen paratéthys (Stand 1970). *Geol. Zbornic-Geologica carpathica* XXII/1, p. 3—9, Bratislava.

Simionescu I., Barbu I. Z. (1940) La faune sarmatienne de Roumanie. *Mem. Inst. Geol. Rom.* III, Bucureşti.

Socač Ana (1972) Pannonian and Pontian ostracode fauna of int. Medvenica. *Paleontologia Jugoslavica. Sv.*, 11, p. 1—140, Zagreb.

Stevanović P. M. (1951) Pontische Stufe in eng. Sinne. Obere Congerien schichten Serbiens und des angrenzenden Gebiete. *Serb. Akad. Wiss. Sonderausgabe,* CLXXXVII, *mat. naturw. kl.* 2, p. 1—361, Belgrad.

— (1957) Pannon und Pont im nördlichen Bosnien (Tuzlaer oder Krekaer Kohlenbecken). Bedeutung der Forschungen für die Lösung der Faziesprobleme und Horizontierung der Congerien-schichten im Pannonischen Becken. *Rec. d. trav. d.* II *Congrès d. géol. yugoslav.* Sarajevo.

— (1959) Das Neogen in Jugoslavien in seinen Beziehungen zum Wiener Becken. *Sonderabr. aus Mitt. d. Geol. Ges. in Wien* 52 (Verhandlungen des Comité du Néogène mediteranéen).

— (1975) Rückschau auf Pannon/Pont Grenshorizonte auf Grund der Dreisseniden und Limnocardiinen (mit Beispielen aus Jugoslawien). *Vith. Congr. Region. Comit. on Medit. Neogen. Stratigr.* p. 247—254, Bratislava.

Strausz L. (1942) Das Pannon des mittleren Westungarns (Mit einer Karte, 6 Kartenskizzen und mit den Tafeln I—VI). *Annales Hist.-nat. Musei Nationalis Hungarici*, XXXV, p. 1—102, Budapest.

Stur D. (1863) Bericht über die geologische übersichts-aufnahme des südwestlichen Siebenbürgen. *Jahrb. der k. k. geol. Reich.*, XIII, p. 33—120. Viena.

— (1867) Fossile Pflanzen von Vale Scobinos Kornicel im Siebenbürgen. *Verh. d. k. k. geol. Reich.*, p. 40, Viena.

Institutul Geologic al României

— (1867) Beiträge zur Kenntniss der Flora des Süsswasserguarzes der Congerien und Cerithienschichten im Wiener und ungarischen Becken. *Jahrb. d. k. k. geol. Reich.*, XVII, p. 77—188, Viena.

Széles Margit (1962) Alsópannóniai medenceüledékek puhatestú faunaja. *Külön a föld. közl.*, p. 53—60, Budapesta.

— (1968) Az Alföld deli részének pliocen képződményei. *Föld. közl. geol.* 98/1, p. 55—66, Budapesta.

— (1971) A Nagyalföld medencebeli pannon képződmenyei. Acad. kiado, p. 253—344, Budapesta.

Steindachner Fr. (1859) Eine fossile Strinsia von Szakadát, *Sitzungsb. k. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl.* XXXVIII. Bd. 28, p. 771—776. Viena.

Suess Ed. (1866) Untersuchungen über den Charakter der österreichischen Tertiärablagerungen. Über die Gliederung der tertiären Bildungen etc. II. Über die Bedeutung d. sog. brackischen Stufe oder der Cerithienschichten. *Sitz. d. Akad. d. Wissensch.*, 53, und 54, Viena.

Vancea A. (1942) Geologische Untersuchungen im west-südwestlichen Gebiete des Siebenbürgischen Beckens. *Bul. Soc. Rom. geol.*, V, p. 177—216, București.

— (1967) Limita miocen-pliocen în Bazinul Transilvaniei. *Stud. cerc. geol. geofiz. geogr., seria Geologie*, 12/2, p. 393—412, București.

Vialov O. S., Griskevici G. N. (1965) O vozrasti i obieme buglovskih sloev miotena. *Dokl. Akad. Nauk. S.S.S.R.* 160/6, Moscova.

Vitalis St. (1913) Beiträge zum geol. Aufbau des südöstl. *Teiles d. siebenb. Beckens. Kgl. ung. Finanzministerium*, Budapesta.

— (1942) Welche Bezeichnung ist zu gebrauchen: „pontisch" oder „pannonisch". *Mitt. d. berg. und hüttenmännischen Abt. d. Univ. z. Sopron (Odenburg)*, 13, 1941, Budapesta.

Voicu Gh. (1974) Identification des mysides fossiles dans les dépôts du Miocène supérieur de la Parathéthys centrale et orientale et leur importance paléontologique, stratigraphique et paléogéographique. *Geol. Zbornik. Geologica Carpathica*, XXV, 2, p. 231—239, Bratislava.

Zalány B. (1940) Biosoziologische Zusammenhänge im Neogenbecken der Grossen Ungarischen Tiefebene. *Jahrb. d. kgl. ung. Geol. Anst. über die Jahr.*, 1933—1935, IV, Budapesta.

Zotta Victoria-Lubenescu (1964) Observațiuni referitoare la stratigrafia Pannonianului de pe marginea de vest a munților Gurghiu. *D. S. Inst. Geol.*, L/1, p. 187—191, București.

ETUDE BIOSTRATIGRAPHIQUE DU NÉOGÈNE SUPÉRIEUR DU SUD-OUEST DE LA TRANSYLVANIE

(Résumé)

Malgré les recherches géologiques effectuées jusqu'à présent dans la dépression de Transylvanie, certains secteurs restent encore insufisamment investigués.

Cette étude, qui représente la forme abrégée de la thèse de doctorat, a envisagé deux objectifs, à savoir : la présentation des conclusions d'ordre strati-

Institutul Geologic al României

graphique concernant le Néogène, ainsi que l'étude paléontologique de quelques Mollusques pannoniens. La zone étudiée est située au sud-ouest de la dépression, entre les rivières Mureș à l'ouest et Olt à l'est. On y a mis en évidence une série de faciès, ainsi que des zones et des associations faunistiques, conformément à un matériel paléontologique constitué de Mollusques découverts en majeure partie par nous.

Lithostratigraphie

On a distingué des couches de Cîmpie (K o c h, 1884) couches de Dobîrca (L u b e n e s c u, dans cette étude) = couches à Cerithium (K o c h, 1884), couches de Săcădate (L u b e n e s c u, idem), couches de Gușterița (L u b e n e s c u, idem) et couches de Vingard (L u b e n e s c u, idem).

Les couches de Cîmpie. Elles sont bien développées sur la vallée du Rodu (Apold). Les termes basaux constituant l'horizon tufacé se disposent sur des argiles violacées, verdâtres et grises, à intercalations de sables gris, non-fossilifères. En continuité de sédimentation, on rencontre l'horizon évaporitique : gypses impurs, alternant avec des marnes grises feuilleuses supportant des marnes et des argiles grises à rares Radiolaires et des marnes grises litées à *Spirialis*.

Couches de Dobîrca = couches à Cerithium. Leur caractéristique est la diversité des faciès d'apparition.

Sur la vallée de Dobîrca, elles surmontent les marnes à *Spirialis* et sont constituées de marnes gris-blanchâtres et de marnes violacées à intercalations de sables micacés à trovants, qui rappellent les couches de Feleac. Dans le secteur Reciu-Răhău-Cîlnic, les couches de Dobîrca deviennent psammito-pséfitiques ; aux alentours de Sibiu, elles sont constituées de marnes grises bariolées, micafères, à intercalations tufitiques, de sables jaunes fossilifères, de sables à trovants, de grès calcaires durs et de graviers.

Couches de Săcădate. Elles sont constituées d'argiles grises non-fossilifères, de marnes microconglomératiques fossilifères et d'argiles grises à niveaux et intercalations de sables. A Cunța, elles sont représentées par des graviers à lentilles de sables fossilifères, qui supportent des argiles gris-violacées.

Couches de Gușterița. Elles sont formées d'argiles grises à *Congeria banatica*, avec de rares niveaux et intercalations sablonneuses. Sur la vallée du Rodu, les couches de Gușterița sont bien développées et abritent une riche faune de *Congeria* et de Lymnocardiides.

Couches de Vingard. Les dépôts terminaux du Pannonien du sud-ouest de la dépression de Transylvanie sont représentés par un faciès psammito-pséfitique fossilifère, bien mis en évidence au centre de la localité Vingard et dans la colline Rîposul (près de la localité Săcădate) et non-fossilifère, cantonné au contact du cristallin entre les localités Săliște, Vale, Poplaca, Orlat, Gura Rîului et autour des localités Cîlnic et Drașov.

Institutul Geologic al României

Biostratigraphie

Dans cette région, nous avons séparé des zones et des associations (type „assemblage zone").

La zone „Neopycnodonte navicularis" correspond à l'intervalle d'apparition et de développement maximum de ce genre, étant caractéristique à la partie basale du Miocène marin. On l'a identifiée à Săsciori, sur la vallée du Rodu, à Poiana et Fîntînele. Dans cette association, on peut distinguer des Foraminifères planctoniques : *Candorbulina glomerosa* (B l o w), *C. universa* J e d k l., *Globigerinoides* diverses espèces, *Globorotalia (Turborotalia) bykovae* etc. Elle coincïde avec les zones N_8, N_9 (B l o w, 1969).

La zone Spirialis andrussowii est caractérisée par l'apparition et le développement maximum du ptéropode mentionné, associé à des Foraminifères planctoniques du groupe appartenant au genre *Velapertina*. Elle correspond aux zones N_{10} partim, N_{13} partim (B l o w, 1969).

L'association *Abra reflexa* caractérise la partie basale des couches de Dobîrca y compris celle du Miocène saumâtre basal et correspond à l'intervalle d'apparition et de développement maximum des espèces *Abra reflexa* et *Ervilia trigonula*, en association avec les espèces *Anomalinoïdes divides, Articulina problema* etc. Les faciès pélitiques contiennent en explosion *Abra reflexa*, et ceux psammito-pséfitiques — *Ervilia trigonula*.

L'association *Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi/Cerithium rubiginosum* correspond à l'intervalle d'apparition et de développement maximum de ces deux taxons ; elle est caractéristique aux pélites et aux psammites terminales des couches de Dobîrca. Dans cette association apparaissent également : *Porosononion granosum* et mysides *(Paramysis mihaii* V o i c u).

L'association à faune composée d'éléments divers correspond au premier faciès littoral à Mollusques typiques aux couches inférieures à Congéries et à remaniements de faune sarmatienne, badénienne et même plus ancienne. On la rencontre autour des localités Săcădate et Cunța.

L'association *Congeria banatica* est caractéristique au premier faciès de bassin du Pannonien, ayant une grande extension en Transylvanie. A mentionner : *Congeria banatica, Paradacna lenzi, P. syrminensis* (?), *Arcicardium costatum* (?), *Arcicardium protractum, Undulotheca pancici, U. rotundata.*

En synchronisme avec le faciès pélitique de bassin, nous avons reconnu le faciès littoral à Mélanopsides (prédominant) à Apoldu de Sus, Valea din Mijloc et Cisnădie : *Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis, M. (L.) fossilis, M. (Canthidomus)* ex gr. *bouéi* etc., *Congeria ramphophora, C. kispatici, C. neumayri* et *Velutinopsis velutina* etc.

L'association *Congeria partschi/Congeria zsigmondyi* — est caractéristique aux dépôts terminaux des couches de Guşterița et correspond à l'apparition et à la prédominance de l'espèce *Congeria zsigmondyi* et de l'espèce *Congeria partschi.*

Le faciès de bassin de cette association a été rencontré sur la vallée du Rodu, dans la colline Moara de Vînt, autour des localités Sîngătin et Amnas. On y a rencontré des : *Congeria partschi, C. zsigmondyi, C. prezujovici* n. sp., *Lymnocardium undatum, L. aspero-costatum, Caladacna steindachneri, Pseudocatillus* sp., *Velutinopsis velutina, Undulotheca* diverses espèces.

Institutul Geologic al României

Dans le faciès littoral apparaissent : *Congeria partschi, C. zsigmondyi, C. subglobosa, Melanopsis (Lyrcaea) fossilis, Eolymnium atavus* (la vallée du Rodu, Apold, Miercurea Sibiului, Amnaș, Aciliu etc.).

L'association *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* correspond à l'apparition et au développement maximum de ces espèces, étant cantonnée dans les sédiments terminaux du Néogène supérieur de Transylvanie. La riche faune de Mollusques de cette association littorale est représentée par des Congéries spécialisées, Lymnocardiides évoluées, Mélanopsides et Unionides : *Congeria subglobosa* (espèces diverses), *C. ungulacaprae, C. partschi macarovicii, Lymnocardium secans, L. polypleura, L. (Pannonicardium) schmidti, Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis, M. (L.) fossilis, M. (Canthidomus) defensa, Eolymnium atavus* (Vingard et la colline Rîposul).

Chronostratigraphie

L'échelle chronostratigraphique de 1900 (Koch), sur laquelle le Néogène est représenté par le Miocène = couches de Cîmpie et couches à Cérites, et le Pliocène (Pontien), a été acceptée par les chercheurs scientifiques jusqu'en 1971 (Victoria Lubenescu).

Nous attribuons les couches de Cîmpie au Badénien, à partir de la présence de la zone Neopycnodonde navicularis (dans cette association, on rencontre des Foraminifères planctoniques caractéristiques à la base du Badénien-Langhien).

Les premiers horizons situés au-dessous des évaporites, ainsi que les intercalations argileuses situées entre les évaporites contiennent des *Pseudotriplasia* (Lubenescu, Gheorghian, 1973), espèces caractéristiques au Vieliczkien (Badénien moyen).

Les niveaux sur-jacents aux évaporites attribués au Kossovien sont caractérisés par la présence des Foraminifères pélagiques du groupe *Velapertina*, des Radiolaires et des *Spirialis*.

Le seuil paléontologique qui marque le début du Sarmatien consiste dans la disparition soudaine des espèces existant au Kossovien et dans l'apparition d'une faune riche en individus et pauvre en genres : *Abra, Ervilia* et *Anomalinoides dividens*, équivalente à celle du Buglovien (sensu Macarovici et al., 1967, 1972).

Les sédiments pélitiques sur-jacents renferment une faune saumâtre faiblement diversifiée, d'*Ervilia podolica*, et de *Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi*, fréquemment rencontrée dans le Volhinien du Plateau moldave. L'inexistence des Mactres bessarabiennes prouve l'absence de cet étage (Bessarabien). La tendance a existé récemment d'attribuer l'âge Volhinien + Bessarabien inférieur à n'importe quel dépôt à faune saumâtre de la totalité du domaine pannonien de notre pays. L'analyse attentive de l'inventaire faunistique relève que seulement le Volhinien y est présent, le Bessarabien étant éloigné par érosion et, très rarement, dépassé par des termes plus récents.

L'encadrement chronostratigraphique des dépôts post-sarmatiens, qui se disposent le plus souvent en transgression et en discordance sur les divers termes plus anciens, suscite depuis plus d'un siècle maintes discussions. La solution de ce problème majeur dépend de l'explication du mode de dépôt des couches (en

Institutul Geologic al României

continuité de sédimentation ou après une lacune) et des périodes de communication entre les trois grands bassins : pannonien, dacique et euxinique.

Les études effectuées dans la dépression de Transylvanie n'ont pu démontrer jusqu'à présent la continuité de sédimentation entre le Sarmatien et le Pannonien. S'il y avait eu lieu, pendant le Sarmatien moyen et supérieur, une transformation progressive de la faune, on aurait du trouver, dans les nombreux forages déjà effectués, un complexe de couches dont la riche faune sarmatienne ait des caractères de transition vers la nouvelle faune pannonienne. Les couches inférieures à Congéries surmontent transgressivement et en discordance, parfois en simple apparence de continuité de sédimentation seulement, les couches volhiniennes ou des termes stratigraphiques plus anciens.

Nos recherches ont mis en évidence deux types de gisements : littoraux et de bassin. Dans les gisements faunistiques littoraux, nous avons distingué l'association à faune composée d'éléments divers, l'association à Mélanopsides, l'association à *Congeria zsigmondyi/Congeria partschi* et l'association *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*. En tant qu'associations faunistiques de bassin, nous avons distingué les associations : *Congeria banatica* et *Congeria partschi/ Congeria zsigmondyi*. On n'a pas encore trouvé un équivalent à l'association *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*.

Un échange réciproque de faunes a eu lieu pendant certaines périodes de temps. La première grande migration pannonienne de quelques espèces de Dreissenides est remarquée au Bessarabien supérieur (Macarovici et al., 1965 ; Eberzin et al., 1966 ; Jeanrenaud, 1963, 1966 ; Marinescu, 1972 ; Lubenescu et al., 1974). La présence de l'espèce *Congeria neumayri* au sud de la dépression de Transylvanie (Săcădate, Cunța) au niveau du Sarmatien et des couches inférieures à Congéries, saurait constituer un argument encore incertain en faveur de la voie de migration supposée des Dreissenides du domaine pannonien, à travers le bassin Comănești en Vrancea et dans le Plateau moldave.

La deuxième migration pannonienne de Congéries, survenue pendant le Méotien est illustrée par la présence des Congéries carénées du bassin dacique *(Congeria neumayri, C. moesica, C. ramphophora)*, également rencontrées dans la dépression de Transylvanie. Au même niveau, apparaît dans notre région l'espèce *Velutinopsis velutina*, commune aux deux grands bassins (Marinescu, 1967).

Par cette étude biostratigraphique, l'auteur met en évidence les conclusions et les observations suivantes :

— On remarque une discordance nette, ainsi qu'une lacune de sédimentation importante entre le Sarmatien (Suess, 1966) et le Pannonien comprises dans l'intervalle de temps Bessarabien-Méotien.

— Les sédiments pannoniens ont un contenu faunistique propre et caractéristique.

— On a identifié des endémismes faunistiques à Săcădate, dans la vallée du Rodu et à Vingard.

— Les couches du Néogène supérieur de la dépression de Transylvanie ont été encadrées dans le Pannonien (sens restreint terminal = Malvensien) et coincident avec les zones C, D, E du bassin de Vienne. On peut aussi les faire équivaloir au Méotien extracarpathique. Certaines espèces, telles que : *Congeria ungulacaprae, Lymnocardium (Pannonicardium) schmidti, Caladacna steindachneri*

Institutul Geologic al României

et *Melanopsis (Canthidomus) defensa*, ont été interprétées en tant qu'occurrences pontiennes précoces, vu qu'elles sont associées à des Mollusques pannoniens (*Melanopsis vindobonensis, M. fossilis, Congeria ramphophora, Lymnocardium aspero-costatum*).

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche I

Carte et profils géologiques de la région de sud-ouest de la dépression de Transylvanie entre les rivières Mureş et Olt.

Quaternaire : 1, Holocène : depôts déluviaux-coluviaux (a), cônes de déjection (b), glissements de terrain (c) ; 2, Holocène supérieur ; 3, Holocène inférieur ; 4, Pléistocène. Néogène ; 5, Pannonien (Malvensien) ; 6, Sarmatien (Volhinien-Buglovien) ; 7, Badénien ; 8, Burdigalien ; Paléogène : 9, Eocène ; 10, Crétacé supérieur et inférieur : Maastrichtien, Campanien, Santonien, Coniacien, Turonien ; 11, Paléozoïque et Protérozoïque supérieur ; 12, Antéprotérozoïque supérieur ; 13, limite stratigraphique de transgression ; 14, limite géologique ; 15, ligne de fracture ; 16, nappe de charriage ; 17, position géologique ; 18, axe d'anticlinal ; 19, axe de synclinal ; 20, point fossilifère ; 21, puits d'exploration ; 22, ligne de section géologique.

Planche II

Colonne stratigraphique synthétique (sud-ouest dépression de Transylvanie).

Quaternaire : 1, Holocène : graviers et sables appartenant à la plaine alluviale ; 2, Pléistocène : graviers et sables des terrasses inférieure et supérieure ; Néogène : 3, Pannonien (Malvensien) : graviers, sables à fragments d'andésites ; marnes, sables, graviers (zone à *Congeria subglobosa* et *C. ungulacaprae*) ; marnes, argiles, sables (zone à *Congeria partschi* et ostracodes) ; marnes, argiles, sables (zone à *Congeria banatica* et ostracodes) ; graviers, sables et marnes (zone à faune de mélange) ; 4, Volhinien : marnes à mysides ; marnes, argiles, sables ; graviers à *Mactra eichwaldi, Tapes tricuspis, Cardium vindobonense* et foraminifères : *Porosononion subgranosus, Elphidium macellum* ; marnes, argiles, microconglomérats à faune (*Ervilia, Syndosinya, Cibicides*) ; 5, Badénien : complexe marneux sablonneux à radiolaires, *Spiratella* et mollusques (zone à *Velapertina*) ; complexe gypsifère (évaporitique) non-fossilifère ; complexe tufacé pélitique à Neopycnodontes (zone à *Orbulina suturalis*) ; 6, Burdigalien : argiles, marnes et sables rouges à characées ; 7, Paléogène : Eocène : sables et marnes cendrées à microfaune (nummulites) ; biocalcarénites fossilifères ; microbrèches et argiles polychromes résiduelles ; 8, Campanien-Maastrichtien : faciès de flysch : marnes à échinides ; 9, Santonien : grès à *Exogira* et *Neithea* ; grès à faune saumâtre ; grès à *Acteonela* et *Nerinea* ; marnes calcaires à échinides ; 10, Turonien-Conia-

Institutul Geologic al României

cien : conglomérats à rudites ; grès à globotruncanes bicarénées ; 11, Cénomanien : marnocalcaires à céphalopodes, échinides et *Rotalipora appeninnica ;* 12, Albien-Vraconien : argiles cendrées à radiolaires et foraminifères ; grès muscovitiques, marnes cendrées à radiolaires ; 13, Paléozoïque-Protérozoïque supérieur : série de Răşinari (roches psammitiques, aléuritiques, quartzites) ; série de Cisnădioara (schistes épidotiques, roches porphiroïdes, métagranodiorites) ; série de Sibişel (schistes amphibolitiques, schistes carbonatiques) ; 14, Antéprotérozoïque supérieur : série de Sebeş-Lotru (micaschistes, gneiss oculaires, calcaires cristallins).

Planche III

Colonnes stratigraphiques dans les dépôts badéniens du sud-ouest de la Transylvanie.

1, sables et argiles pannoniennes ; 2, argiles, marnes sarmatiennes ; 3, marnes tufacées, argiles, gypses, sables badéniens ; 4, argiles, marnes miocène-inférieures ; 5. argiles, marnes et calcaires éocènes ; 6, calcaires et grès crétacès ; 7, série mésométamorphique de Sebeş-Lotru ; 8, point fossilifère ; 9, lacune d'observation.

Planche IV

Fig. 1. — *Flabellum roissianum* Edwards et Haime (× 2), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 2. — *Anadara (Anadara) diluvii* Lamarck (× 2), Fîntînele, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 3. — *Anadara fictheli grandis* Schaffer (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 4. — *Neopycnodonte navicularis* (Brochi) (× 1), Fîntînele, Badenian inferior (Badénien inférieur).

Fig. 5. — *Glycimeris (Glycimeris) pilosus* (Linne) (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Planche V

Fig. 1. — *Lucina (Linga) columbella* Lamarck (× 2), Fîntînele, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 2. — *Corbula (Varicorbula) gibba* (Olivi) (× 1), Fîntînele, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 3. — *Venus (Ventricola) multilamella marginalis* Eichwald (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 4. — *Venus (Ventricola) multilamella* Lamarck (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 5. — *Diloma (Oxystele) patula orientalis* (Cossm. et Peyrot) (× 1,9), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 6. — *Vermetus (Petaloconchus) intortus* Lamarck (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Institutul Geologic al României

Fig. 7. — *Bittium reticulatum* (Da Costa) (× 4), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 8. — *Turritella (Archimediella) turris badensis* Sacco (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 9. — *Turritella (Archimediella) turris* Basterot (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 10. — *Turritella (Archimediella) erronea erronea* Cossmann (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 11. — *Turritella (Zaria) subangulata polonica* Friedberg (× 2), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 12. — *Hinia (Uzita) rosthorni* (Hilber) (× 1,6), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 13. — *Nassa (Hinia) restitutiana* Fontannes (× 1,6), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 14. — *Natica (Lunatia) catena helicina* Brocchi (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 15. — *Janiopsis angulosa* (Brochi) (× 2), Fintînele, Badenian superior (Badénien supérieur).

Planche VI

Fig. 1, 2. — *Nassa (Phrontis) dujardini* (Deshayes) (× 1,6), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 3. — *Terebra (Mycarella) basteroti* Nyst. (× 1,6), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 4. — *Clavatula (Clavatula) interrupta* (Brochi) (× 1,2), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 5. — *Terebra (Terebra) neglecta* Michelotti (× 2), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 6. — *Raphitoma (Raphitoma) hispidula* (Jan.) (× 1,5), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 7. — *Dentalium (Dentalium) sexangulum acutangularis* Cocconi (× 1,4), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 8. — *Narona (Sveltia) dertovaricosa* (Sacco) (× 3), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 9. — *Conus (Chelyconus) fuscocingulatus* Bronn. (× 1), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 10. — *Conus (Conolithus) dujardini brezinae* Hoernes (× 1,6), Cut, Badenian superior (Badénien supérieur).

Fig. 11. — *Ervilia dissita dissita* Eichwald (× 2), valea Cașoșului, Sarmațian inferior (vallée Cașoșului, Sarmatien inférieur).

Fig. 12. — *Ervilia dissita podolica* Eichwald (× 2), Dobîrca, Sarmațian inferior, Volhynian (Sarmatien inférieur, Volhynien).

Institutul Geologic al României

Fig. 13. — *Mactra* aff. *Mactra (Sarmatimactra) bulgarica* Toula (× 2), Cunța, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 14. — *Mactra (Sarmatimactra) eichwaldi* Lask. (× 2), valea Rodului, Sarmațian inferior (vallée Rodului, Sarmatien inférieur).

Fig. 15. — *Tapes tricuspis tricuspis* (Eichwald) (× 2), Săcădate, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 16. — *Caliostoma guttenbergi* (Hilber) (× 4), Săcădate, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 17. — *Moesia laevigata* Jekelius (× 2), Dobîrca, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 18. — *Pirenella picta picta* Defr. (× 1,5), Săcădate, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 19. — *Dorsanum (Duplicata) duplicatum duplicatum* (Sowerby), (× 1,5), Săcădate, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 20. — *Pirenella nodosoplicata nodosoplicata* (Hoernes) (× 2), Cîlnic, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 21. — *Pirenella picta mitralis* (Eichwald) (× 1,6), Săcădate, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 22. — *Cerithium (Thericium) rubiginosum rubiginosum* (Eichwald), Cîlnic, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 23. — *Cerithium banaticum* Jekelius (× 2), Săcădate, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Planche VII

Fig. 1. — *Actaeocina (Actaeocina) lajonkaireana* (Basterot) (× 3), Dobîrca, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 2. — *Mohrensternia inflata* (Andrejowski) (× 3), Dobîrca, Sarmațian inferior (Sarmatien inférieur).

Fig. 3. — *Theodoxus zografi petralbensis* Jekelius (× 2), Săcădate, intervalul cu faună de amestec (intervalle à faune de mélange).

Fig. 4. — *Theodoxus soceni* Jekelius (× 2), Vingard, Pannonian, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* (Pannonien, zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae).*

Fig. 5—8. — *Eolymnium atavus* (Partsch) (× 1). Vingard, Pannonian, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* (Pannonien, zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae).*

Planche VIII

Fig. 1. — *Lymnocardium (Lymnocardium) secans* (Fuchs) (× 2), Vingard, Pannonian, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* (Pannonien, zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae).*

Institutul Geologic al României

Fig. 2. — *Lymnocardium (Lymnocardium) promultistriatum* Jekelius (× 2), Vingard, Pannonian, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* (Pannonien, zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae).*

Fig. 3. — *Lymnocardium (Lymnocardium) humilicostatum* Jekelius (× 2). Vingard, Pannonian, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* (Pannonien, zone à *Congeria subglobosa/C. ungulacaprae).*

Fig. 4. — *Lymnocardium* sp. n. (× 2), Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae,* Pannonian (Pannonien, zone à *Congeria subglobosa/C. ungulacaprae).*

Fig. 5. — *Lymnocardium (Lymnocardium) polypleura* Brusina (× 1,5), Vingard, Pannonian, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* (Pannonien, zone à *Congeria subglobosa/C. ungulacaprae).*

Fig. 6. — *Lymnocardium (Lymnocardium) undatum* Reuss (× 1,5), Sîngătin, strate terminale ale zonei cu *Congeria banatica,* Pannonian (couches terminales de la zone à *Congeria banatica,* Pannonien).

Fig. 7. — *Caladacna steindachneri* (Brusina) (× 1), Miercurea Sibiului, zona cu *Congeria banatica,* Pannonian (zone à *Congeria banatica,* Pannonien).

Fig. 8. — *Paradacna lenzi* (R. Hoernes) (× 2), valea Rodului, zona cu *Congeria banatica,* Pannonian (vallée Rodului, zone à *Congeria banatica,* Pannonien).

Fig. 9. — (?) *Arcicardium costatum* (Gorj. Kramb.) (× 1), valea Rodului, zona cu *Congeria banatica,* Pannonian (vallée Rodului, zone à *Congeria banatica,* Pannonien).

Fig. 10—13. — (?) *Arcicardium protractum* (Gorj. Kramb.) (× 1), valea Rodului, zona cu *Congeria banatica,* Pannonian (vallée Rodului, zone à *Congeria banatica,* Pannonien).

Fig. 14. — *Pseudocatillus* sp. (× 2), Miercurea Sibiului, zona cu *Congeria banatica,* Pannonian (zone à *Congeria banatica,* Pannonien).

Fig. 15. — *Congeria neumayri neumayri* Andrusov (× 1), intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 16, 17. — *Congeria banatica* (R. Hoernes) (× 2), valea Rodului, zona cu *Congeria banatica,* Pannonian (vallée Rodului, zone à *Congeria banatica,* Pannonien).

Fig. 18. — *Lymnocardium asperocostatum* Gorj. Kramb. (× 1), Sîngătin, zona cu *Congeria banatica,* Pannonian (zone à *Congeria banatica,* Pannonien).

Planche IX

Fig. 1. — *Congeria kispatici* Pavlović; fig. 1a (× 1); fig. 1b (× 2), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 2. — *Congeria soceni soceni* Jekelius (× 1,8), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle á faune de mélange, Pannonien).

Fig. 3. — *Congeria* sp. n. (× 1), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Institutul Geologic al României

Fig. 4. — *Congeria partschi globosatesta* Papp (× 1), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 5. — *Congeria zsigmondyi* Halavats (× 1,5), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 6—9. — *Congeria partschi macarovicii* n. ssp. ; fig. 6, 7, 8 a, 9 (× 1), fig. 8 b (× 1,3) ; Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* (holotip fig. 8) (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* — holotype fig. 8).

Planche X

Fig. 1. — *Congeria pancici pancici* Pavlović, (× 1). Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 2. — *Congeria subglobosa jekeliusi* n. ssp. (× 1). Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (holotip) (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien) (holotype).

Fig. 3. — *Congeria subglobosa hemiptycha* Brusina (× 1), Miercurea Sibiului, zona cu *Congeria banatica*, Pannonian (zone à *Congeria banatica*, Pannonien).

Fig. 4. — *Congeria prezujovici* n. sp. (× 1), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 5—6. — *Congeria prezujovici* n. sp. (× 1), Miercurea Sibiului, zona cu *Congeria banatica*, Pannonian (holotip, fig. 5) (zone à *Congeria banatica*, Pannonien (holotype, fig. 5).

Planche XI

Fig. 1, 3. — *Congeria subglobosa longitesta* Papp (× 1), Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 2. — *Congeria ungulacaprae* Münst. (× 1), Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone à *Congeria subglobosa/ Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 4, 5. — *Congeria ramphophora ramphophora* Brusina (× 1), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle a faune de mélange, Pannonien).

Fig. 6. — *Congeria ramphophora vösendorfensis* Papp (× 1), Valea din Mijloc (Săcădate), intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Planche XII

Fig. 1, 2. — *Melanopsis (Lyrcaea) fossilis fossilis* Martini-Gmelini (× 1) 1 — Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian ; 2 — Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae* (intervalle à faune de mélange, Pannonien ; zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae).*

Institutul Geologic al României

Fig. 3, 4. — *Melanopsis (Lyrcaea) fossilis constricta* Handmann ; fig. 3, (× 1) ; fig. 4, (× 1,7), Săcădate, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 5. — *Melanopsis (Lyrcaea) fossilis coaequata* Handmann (× 1) Săcădate, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 6. — *Melanopsis (Lyrcaea) fossilis rugosa* Handmann (× 1), Săcădate, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 7. — *Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis vindobonensis* Fuchs (× 1), Valea din Mijloc, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 8—12. — *Melanopsis (Lyrcaea) vindobonensis paucăi* n. ssp., (× 1), Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (holotip, fig. 10) (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien ; holotype, fig. 10).

Fig. 13. — *Melanopsis (Lyrcaea) inermis inermis* Handmann (× 2), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle á faune de mélange, Pannonien).

Fig. 14. — *Melanopsis (Lyrcaea) stricturata stricturata* Brusina (× 1), intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 15. — *Melanopsis (Lyrcaea) handmanni handmanni* Brusina (× 1) Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 16—20. — *Melanopsis (Lyrcaea) fossilis pseudoimpressa* Papp (× 1), Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Planche XIII

Fig. 1. — *Melanopsis (Lyrcaea) fossilis pseudoimpressa* Papp (× 1), Cut, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 2, 3. — *Melanopsis (Lyrcaea) fossilis pseudoimpressa* Papp (× 1), Săcădate, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 4—6. — *Melanopsis (Lyrcaea) impressa* Krauss ; fig. 4 (× 2), fig. 5, 6 (× 1), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 7—9. — *Melanopsis (Canthidomus) bouei bouei* Ferussac ; fig. 7 (× 2) ; fig. 8, 9, (× 3), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 10, 11. — *Melanopsis (Canthidomus) bouei rarispina* Lörenthey (× 2), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Institutul Geologic al României

Fig. 12. — *Melanopsis (Canthidomus) bouei affinis* Handmann (× 2), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervale à faune de mélange. Pannonien).

Fig. 13. — *Melanopsis (Canthidomus) bouei sturi* Fuchs (× 2), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 14—19. — *Melanopsis (Canthidomus) bouei multicostata* Handmann (× 1,5), Săcădate, intervalul cu faună de amestec, Pannonian (intervalle à faune de mélange, Pannonien).

Fig. 20—27. — *Melanopsis (Canthidomus) defensa defensa* Fuchs; fig. 20—26 (× 1), fig. 27 (× 1,5), intervalul cu faună de amestec și zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (intervalle à faune de mélange et zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 28—31. — *Melanopsis (Canthidomus) defensa trochiformis* Fuchs (× 1), Săcădate, intervalul cu faună de amestec și zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (intervalle à faune de mélange et zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 32—35. — *Melanopsis (Canthidomus) defensa elongata* Gillet și Marinescu (× 1), Săcădate, intervalul cu faună de amestec și zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (intervalle à faune de mélange et zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Planche XIV

Fig. 1—3. — *Undulotheca pancici* (Brusina) (× 1), valea Rodului, zona cu *Congeria banatica*, Pannonian (vallée Rodului, zone à *Congeria banatica*, Pannonien).

Fig. 4. — *Velutinopsis velutina* (Deshayes), (× 1), Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone à *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 5, 6. — *Tacheocampylaea (Mesodontopsis) doderleini* Brusina (× 1), Vingard, zona cu *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonian (zone á *Congeria subglobosa/Congeria ungulacaprae*, Pannonien).

Fig. 7, 8. — *Crassiana crassa* (Philipsson) (× 1), Miercurea Sibiului, terase, Pleistocen (terrasses, Pléistocène).

Fig. 9. — *Radix sp.* (× 1,5), terase, Pleistocen (terrasses, Pléistocène).

Planche XV

Fig. 1. — Complexul gipsifer deschis pe valea Rodului, versantul sting. Complexe gypsifère ouvert sur la vallée Rodului, versant gauche.

Fig. 2. — Nivelul bazal al „stratelor de Săcădate" deschis pe Valea din Mijloc, versant stîng. Niveau basal des „couches de Săcădate", ouvert sur Valea din Mijloc, versant gauche.

Institutul Geologic al României

Planche XVI

Fig. 1. — Alunecări de pămînt pe Valea din Mijloc. Glissement de terrain sur Valea din Mijloc.

Fig. 2. — Blocuri de şisturi cristaline pe Valea din Mijloc. Blocs de schistes cristallins sur Valea din Mijloc.

Planche XVII

Fig. 1. — „Strate de Valea Rodului-Guşterița". Marne vinețiii deschise în versantul stîng al văii Rodului. „Couches de Valea Rodului-Guşterița". Marnes violacées ouvertes dans le versant gauche de la vallée Rodului.

Fig. 2. — „Strate de Vingard — dealul Rîposul". Cariera de nisipuri de la Vingard. „Couches de Vingard — colline Rîposul". Carrière de sables de Vingard.

Planche XVIII

Fig. 1. — „Strate de Săcădate". Argile cenuşii cu lentile şi nivele de nisipuri cenuşiu-vineții, cu faună remaniată. Valea din Mijloc, versant stîng. „Couches de Săcădate". Argiles cendrées à lentilles et niveaux de sables gris-violacé, à faune remaniée. Valea din Mijloc, versant gauche.

Institutul Geologic al României

HARTĂ ŞI PROFILE GEOLOGICE ÎN REGIUNEA DE S.V. A DEPRESIUNII TRANSILVANIEI DINTRE MUREŞ ŞI OLT

0 1 2 3 Km

LEGENDA

CUATERNAR
- HOLOCEN
 - SUPERIOR — 1 — Depozite deluviale coluviale (a), Conuri de dejecţie (b), Alunecări de teren (c)
 - INFERIOR — 2 — qh_2
- PLEISTOCEN — 3 — qh_1 — 4 — qp (wr_3, wr_2, wr_1, fl_2-wr_1)

NEOGEN
- PANNONIAN (= MALVENSIAN) — 5 — pn
- SARMAŢIAN (VOLHINIAN, BUGLOVIAN) — 6 — sm
- BADENIAN — 7 — bn
- BURDIGALIAN — 8 — bd

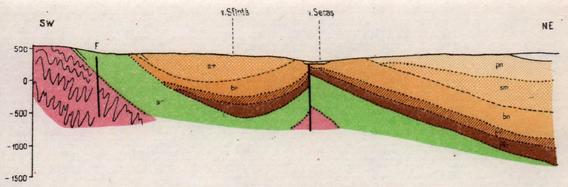
PALEOGEN — EOCEN — 9 — Pg_2

CRETACIC SUPERIOR — MAESTRICHTIAN, CAMPANIAN, SANTONIAN, CONIACIAN, TURONIAN — 10 — cr_2 sn

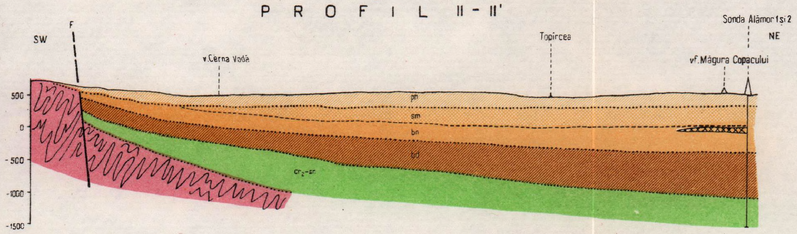
PALEOZOIC
- PROTEROZOIC SUPERIOR — 11 — Pts-Pz
- ANTE-PROTEROZOIC SUPERIOR — 12 — crs

13 Limită stratigrafică discordantă
14 ---------- Limită geologică
15 ——— Linie de fractură
16 Pînză de şariaj
17 10 Poziţie geologică
18 Ax de anticlinal
19 Ax de sinclinal
20 Punct fosilifer
21 Sondă de explorare
22 Linie de secţiune geologică

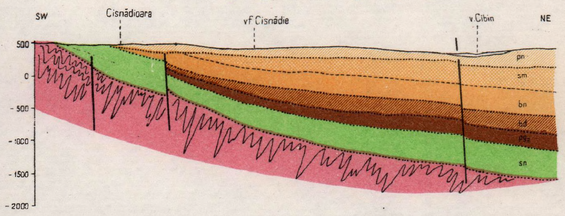
PROFIL I-I'



PROFIL II-II'



PROFIL III-III'

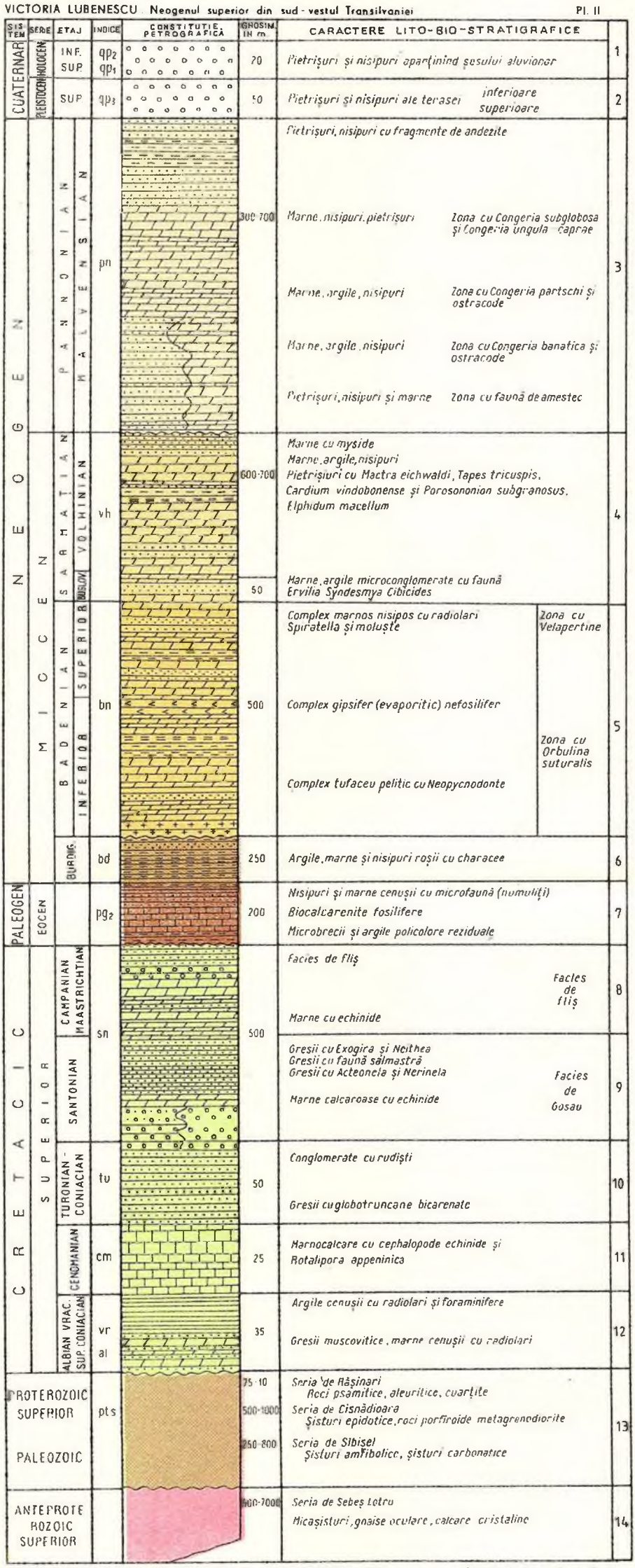


Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

COLOANĂ STRATIGRAFICĂ SINTETICĂ
(în sud-vestul Depresiunii Transilvaniei)

VICTORIA LUBENESCU. Neogenul superior din sud-vestul Transilvaniei — Pl. II



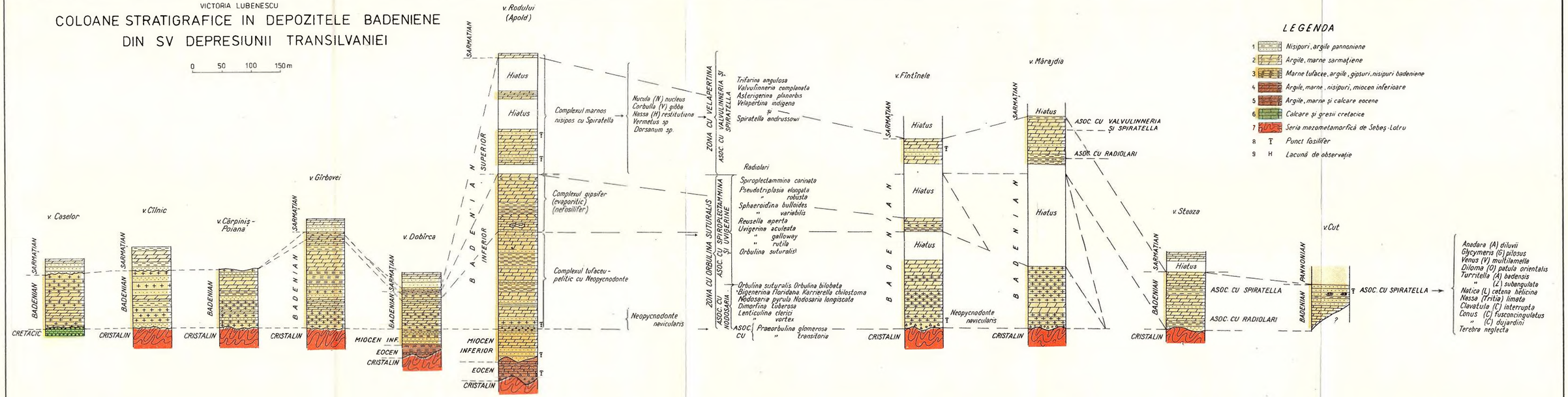
Imprim. Atel. Inst. Geol.-Geof.

Institutul Geologic al României

VICTORIA LUBENESCU

COLOANE STRATIGRAFICE IN DEPOZITELE BADENIENE DIN SV DEPRESIUNII TRANSILVANIEI

0 50 100 150 m



LEGENDA

1. Nisipuri, argile pannoniene
2. Argile, marne sarmațiene
3. Marne tufacee, argile, gipsuri, nisipuri badeniene
4. Argile, marne, nisipuri, miocen inferioare
5. Argile, marne și calcare eocene
6. Calcare și gresii cretacice
7. Seria mezometamorfică de Sebeș-Lotru
8. T Punct fosilifer
9. H Lacună de observație

Imprim. Atel. Inst. Geol. Geof.

Institutul Geologic al României

LA BIOSTRATIGRAPHIE DES FORMATIONS MÉSOZOÏQUES DE LA PARTIE ORIENTALE DE PĂDUREA CRAIULUI (MONTS APUSENI) [1]

PAR

ELENA POPA [2]

Mesozoic. Biostratigraphy. Bihor Autochthon. Codru Nappes. Algae. Foraminifera. Microfaunal assemblages. Amonoidea. Apuseni Mountains. Bihor Unit-Pădurea Craiului Mountains.

Abstract

Biostratigraphy of the Mesozoic Formations in the Eastern Part of the Pădurea Craiului Mountains (the Apuseni Mountains). This paper brings new data on the biostratigraphy of the Mesozoic deposits proper to the Bihor Autochthon and the Posttectonic Cover of the Codru Nappe System. Algal assemblages (Dasycladaceae, Codiaceae, Solenoporaceae, Coralinaceae) and Foraminifers from the Triassic, Neo-Jurassic and Eocretaceous deposits, faunal assemblages (ammonoids, corals, bivalves, brachiopods) found in the Lower and Middle Jurassic deposits, as well as ammonite assemblages of the Jamesoni, Ibex, Davoei, Spinatum, Tenuicostatum, Serpentinus, Bifrons, Variabilis, Thouarsense, Insigne, Pseudoradiosa, Aalensis, Murchisonae zones are described.

TABLE DES MATIÈRES

	Page
Introduction	204
I. Recherches antérieures	206
II. Aperçu stratigraphique, paléogéographique et structural	209
III. Données litho-biostratigraphiques	214

[1] Thèse de doctorat réorganisée par l'auteur en vue de publication.

[2] Institutul de geologie și geofizică. Str. Caransebeș nr. 1, București.

Institutul Geologic al României

A) Trias 214
1. Séisien-Campilien inférieur 215
2. Campilien supérieur-Anisien 219
3. Illyrien supérieur-Ladinien 224
B) Jurassique 225
1. Jurassique inférieur 226
a) Hettangien-Sinémurien inférieur 226
b) Sinémurien supérieur-Carixien 231
c) Domérien 233
d) Toarcien 235
2. Jurassique moyen et supérieur 238
a) Aalénien 240
b) Bajocien-Callovien inférieur 240
c) Callovien moyen-Tithonique 242
C) Crétacé 245
1. Néocomien-Barrémien 245
a) Bauxites 245
b) Calcaire à characées 246
c) Calcaire à pachyodontes 247
2. Sénonien 248
IV. Résultats et conclusions 251
V. Paléontologie 255
Bibliographie 270
Explication des planches 277

INTRODUCTION

Cette étude présente des données géologiques sur les dépôts mésozoïques de l'extrémité orientale des monts Pădurea Craiului, y compris le graben Remeți, ainsi que de ceux du bord oriental du bassin de Borod (pl. I).

Les formations mésozoïques examinées appartiennent à l'autochtone de Bihor-Pădurea Craiului et à la couverture post-tectonique du système des nappes de Codru. On a présenté sur la carte, dans l'extrémité sud-ouest du graben Remeți, quelques petits fragments de la nappe de Finiș-Gîrda, unité se rattachant au système des nappes de Codru. L'un de ces fragments situé au sud-ouest de la colline Vărătecul n'a été jamais figuré sur les cartes antérieures.

Il est à préciser que le secteur situé au nord de Crișul Repede, qui renferme la partie orientale du bassin de Borod, se rattache — au point de vue géographique — aux monts Plopiș, mais qu'il appartient toujours à la même unité structurale que la partie orientale de Pădurea Craiului. Il a été investigué en vue d'éventuelles comparaisons.

Outre les contributions d'ordre cartographique, cette étude apporte des données sur la biostratigraphie des formations mésozoïques de l'intervalle tout entier, depuis le Trias inférieur jusqu'au Sénonien, mais particulièrement sur les terrains du Jurassique inférieur et moyen.

Institutul Geologic al României

Il faut mentionner, parmi les contributions d'ordre biostratigraphique, celles portant sur : l'âge de la partie supérieure des calcaires de Guttenstein, l'âge des premiers dépôts marins du Jurassique inférieur et la zonation à base d'ammonites de l'intervalle Pliensbachien-Toarcien. On peut démontrer, à partir du schéma zonaire établi pour l'intervalle Pliensbachien-Toarcien, le parfait parallélisme entre les zones du Jurassique inférieur carpathique et celles de la province celto-souabe (la province sub-méditerranéenne de la plate-forme préalpine).

Dans l'analyse des faunes d'ammonites provenant surtout des dépôts éojurassiques du territoire examiné nous avons employé l'échelle zonale établie pour la province nord-ouest européenne par D e a n, D o n o v a n et H o w a r t h (1961) (tab. 1). Là où le degré de détail l'a permis,

TABLEAU 1

Zones du Jurassique inférieur dans la province nord-ouest européenne, d'après W. T. Dean, D. T. Donovan, M. K. Howarth (1961)

Etages	Subétages	Zones
Toarcien	Yéovilien	Dumortieria levesquei Grammoceras thouarsense Haugia variabilis
	Whitbien	Hildoceras bifrons Harpoceras falcifer Dactylioceras tenuicostatum
Pliensbachien	Domérien	Pleuroceras spinatum Amaltheus margaritatus
	Carixien	Prodactylioceras davoei Tragophylloceras ibex Uptonia jamesoni
Sinémurien	Sinémurien supérieur	Echioceras raricostatum Oxynoticeras oxynotum Asteroceras obtusum
	Sinémurien inférieur	Caenisites turneri Arnioceras semicostatum Arietites bucklandi
Hettangien		Schlotheimia angulata Alsatites liasicus Psiloceras planorbis

nous avons utilisé l'échelle zonale établie pour le territoire de la France (tab. 2) par G a b i l l y et al., in M o u t e r d e et al. (1971), G a b i l l y (1976).

Je remercie tous ceux qui m'ont aidé et encouragé à la réalisation de cet ouvrage.

Je dois au M. le professeur dr. doc. T. J o j a et au M. le dr. D. P a t r u l i u s de precieux conseils et de nombreux renseignements.

Institutul Geologic al României

TABLEAU 2

Zones du Jurassique inférieur de France, d'après J. Gabilly et al. in R. Mouterde et al. (1971)

Etages	Subétages	Zones
Toarcien		Aalensis Pseudoradiosa Insigne Thouarsense Variabilis Bifrons Serpentinus
Pliensbachien	Domérien	Tenuicostatum Spinatum Margaritatus Stokesi
	Carixien	Davoei Ibex Jamesoni
Sinémurien	Sinémurien supérieur	Raricostatum Oxynotum Obtusum
	Sinémurien inférieur	Semicostatum Bucklandi Rotiforme
Hettangien		Angulata Liasicus Planorbis

Je dois également beaucoup à mon collègue O. Dragastan, lecteur dr. à l'Université de Bucarest, qui m'a donné de bonnes consultations en ce qui concerne l'étude des microfaciès.

Ma reconnaissance s'adresse également à Madame le professeur Louise Beauvais (Université de Paris), qui a eu l'amabilité de déterminer les coralliers éojurassiques de la vallée du Boiu.

Je dois au M. dr. doc. C. V. Papiu d'utiles conseils dans les problèmes de pétrographie sédimentaire.

Ma reconnaissance va aussi à ma collègue Ileana Popescu, qui ne m'a jamais ménagé ni son aide, ni son encouragement.

Je remercie également tous ceux qui m'ont aidé et encouragé au cours de l'élaboration de mon ouvrage.

I. RECHERCHES ANTÉRIEURES

On trouve des données sur la géologie de la région étudiée en divers ouvrages parus à partir de l'année 1852. La majeure partie en portent sur la géologie du Mésozoïque de l'entier territoire de Pădurea Craiului.

Institutul Geologic al României

A signaler, parmi les ouvrages les plus anciens, ceux de Hauer (1852), Wolf (1863), Matyasovszky (1884), Hoffmann (1898, fide Szontag, 1901), Roth v. Telegd (1913) (fide Patrulius et al., 1968), Rozlozsnik (1916), Palfy (1917) et Szadeczky (1930). Dans une première étape, les auteurs se sont borné à dater les différentes formations, pour passer ensuite à des travaux à caractère de généralisation, à des discussions sur les successions, les faciès et les parallèles avec les domaines classiques de développement du Mésozoïque. Wolf (1863) présente une première esquisse géologique de la région de Remeți. Les premières données cartographiques plus détaillées, concernant la partie orientale de Pădurea Craiului, appartiennent à Hoffmann (1898), tandis que les parties centrale et occidentale du territoire ont été étudiées par Szontag entre 1889 et 1915. Entre les années 1912 et 1915, Palfy et Roszlozsnik ont investigué également le territoire de Pădurea Craiului, afin de rédiger une synthèse sur les Monts Apuseni. En 1913, Roth v. Telegd a fait des recherches dans la région de Bratca. En 1913 Palfy, Roszlosznik et Szontag admettent l'existence d'une nappe de charriage dans les Monts Apuseni du Nord, à savoir la nappe de Codru, et distinguent en même temps deux faciès permo-mésozoïques appartenant l'un à cette nappe et l'autre à l'autochtone de Bihor situé au-dessous de cette nappe.

Dès l'année 1938, Kräutner a publié un ouvrage sur les massifs cristallins du nord-ouest de la Transylvanie (Țicău, Mezeș, Rez, Plopiș, Măgura, Șimleul Silvaniei). En 1930, le même auteur a rédigé une étude sur la géologie de la partie orientale des monts Pădurea Craiului, y compris le graben Remeți, avec une carte à l'échelle 1 : 75 000. Dans cet ouvrage, Kräutner a opéré des séparations stratigraphiques jusqu'au rang d'étage, spécialement dans le Trias et le Jurassique de l'autochtone de Bihor et a présenté de diverses données biostratigraphiques sur le Trias, le Jurassique (spécialement le Jurassique inférieur) et le Crétacé de la partie orientale de ces monts. Exception faite des données stratigraphiques dont on dispose pour ce territoire, l'auteur présente dans le même travail une série de données tectoniques concernant particulièrement le graben Remeți. Dans une étude publiée en 1941, Kräutner présente des données stratigraphiques tant sur les dépôts développés sous faciès de Bihor, ainsi que sur ceux sous faciès de Codru de cette nappe.

En ce qui concerne la nappe de Codru, Kräutner suppose que son chevauchement par-dessus l'autochtone de Bihor aurait eu lieu au Cénomanien.

Il est à mentionner, parmi les ouvrages plus récents qui sont des contributions à la connaissance des terrains cristallins ainsi qu'au déchiffrement de la stratigraphie des dépôts mésozoïques de la région, ceux des géologues : Dimitrescu (1959), S. Pauliuc (1953 [3], 1954 [4], 1958), Givulescu (1955), Fl. Marinescu et Josefina Marinescu (1955 [5]), D. Patrulius (1954 [6], 1956, 1964, 1965, 1972), V. Bul-

Institutul Geologic al României

găreanu (1964 [7]), Cîmpeanu et Cîmpeanu (1964, 1968), Istocescu, Diaconu, Istocescu (1968), Diaconu, Ionescu (1966), Patrulius et Bleahu (1967), Răileanu, Patrulius, Bleahu, Năstăseanu (1968), Denisa Lupu (1969, 1974, 1975), Maria Şuraru (1957, 1961, 1962, 1972), Antonescu (1970). Antonescu, Patrulius, Popescu (1976), Popa (1971), ainsi que les rapports existant dans les archives de l'Institut de géologie et de géophysique (1968, 1969, 1970, 1974, 1975).

Entre les années 1956—1965 Patrulius a effectué des études biostratigraphiques de détail dans la partie centrale de Pădurea Craiului sur les dépôts triasiques et jurassiques, ainsi que sur la tectonique de la région. Il a dressé également, pour ce territoire, une carte à l'échelle 1 : 50 000.

Mentionnons aussi l'ouvrage publié en 1970 par Bleahu et al., qui présente des données stratigraphiques sur l'autochtone de Bihor et sur les unités de Finiş, Dieva et Vaşcău du système des nappes de Codru. Les auteurs y font aussi quelques corrélations du Trias des Carpathes avec celui des Alpes Orientales.

En 1971, Patrulius et al, ont présenté, à l'occasion du Colloque sur le Trias (Association carpatho-balkanique), le guide des excursions, qui comporte également une synthèse sur le Trias des Monts Apuseni.

Il est à rappeler, parmi les études sur les terrains cristallins, celles effectuées par Dimitrescu (1959) dans la région située entre Negreni et Ciucea (vallée du Criş) et celles de S. Cîmpeanu et Nadia Cîmpeanu (1964) [8] dans les monts Plopiş et vers le sud, jusqu'au contact avec les roches éruptives de Vlădeasa.

L'étude publiée par Pauliuc en 1958 sur la géologie des dépôts mésozoïques du graben Remeţi est accompagnée d'une carte à l'échelle 1 : 50 000, dans laquelle sont séparées des formations jusqu'au rang d'étage. Le même ouvrage présente une planche à sections géologiques à l'échelle 1 : 40 000. Le texte renferme, outre la présentation de quelques données stratigraphiques et tectoniques, des considérations sur l'évolution géologique de la région.

La carte géologique de la région de Roşia-Meziad publiée par Preda dans un ouvrage de 1962 englobe également l'extrémité sud-ouest du graben Remeţi.

Parmi les ouvrages plus récents contribuant au déchiffrement de la stratigraphie des dépôts néogènes du bassin de Borod, il faut mentionner celui de Paucă et al. (1968), avec une carte du bassin néogène du Vad à l'échelle 1 : 100 000. Soulignons que les auteurs de cet ouvrage ont attribué au Sarmatien les dépôts du territoire du bassin de Borod, répartis antérieurement au Pliocène.

La carte la plus récente (1973), visant également la partie orientale des monts Pădurea Craiului, c'est la maquette 1 : 50 000, feuille Remeţi, rédigée par Patrulius, Popa, Cîmpeanu, Orăşanu.

[3, 4, 5, 6, 7, 8] Arch. IGG, Bucarest.

Institutul Geologic al României

Popa et Dragastan ont récemment (1973) rédigé, à partir des algues calcaires et des foraminifères, une étude biostratigraphique des calcaires triasiques développés dans la partie est de Pădurea Craiului.

II. APERÇU STRATIGRAPHIQUE, PALÉOGÉOGRAPHIQUE ET STRUCTURAL

La succession des dépôts mésozoïque et paléozoïques sousjacents, constituant ensemble la couverture du cristallin de la région examinée, comporte plusieurs discontinuités stratigraphiques et, en certains régions, des discordances aussi, déterminée par plusieurs phases de diastrophisme depuis la phase palatine (entre le Permien et le Trias) et finissant par la phase autrichienne précoce (intra-aptienne), la plus importante par ses manifestations tectorogéniques.

Au cours de la phase méditerrannéenne (Turonien moyen, voir Bordea et Istocescu, 1970) a eu lieu la mise en place du système des nappes de Codru ; c'est le Sénonien qui constitue le premier terme stratigraphique appartenant à la couverture post-tectonique du système des nappes de Codru.

Le début du Trias dans la région en discussion (ainsi que sur l'entier territoire des Apuseni, et même de la Roumanie) est marqué par une ample transgression, conséquence de la phase palatine.

Dans le territoire examiné, les dépôts séisien-campiliens inférieurs, sous faciès alpin, manifestent une nette discordance par rapport aux dépôts du Permien sousjacent.

L'existence d'une discordance entre le Permien et le Trias dans le cadre de l'autochtone de Bihor a encouragé les auteurs (Dumitrescu, Săndulescu, 1968 ; Săndulescu, 1972) à faire des analogies entre l'autochtone de Bihor et les Tatrides.

Les deux termes basaux du Séisien-Campilien inférieur représentés dans la région en question par des conglomérats et grès quartzitiques rougeâtres sont comparables au grès de Werfen (Séisien) et les termes suivants, constitués de grès fins et de schistes argileux rouge-violacé et verts sont comparables aux schistes de Werfen (Campilien inférieur).

On admet que le matériel détritique accumulé à la base du Trias peut provenir d'une terre ferme paléozoïque rajeunie au cours de la phase palatine de diastrophisme et, ce qui plus est, on suppose (Patrulius et al., 1971) que le seuil Vindelicic aurait constitué une source du matériel détritique du Trias des Apuseni du Nord.

Une étude sédimentologique orientative, effectuée par nous dans le territoire étudié, sur les grès à stratification oblique de l'intervalle Séisien-Campilien inférieur, montre que le matériel constituant ces dépôts a été transporté par des courants dirigés NNO-SSE, ce qui confirme les suppositions mentionnées.

A partir du Campilien supérieur a lieu un évident changement de lithofaciès, qui devient carbonatique, et apparait la faune marine à *Costatoria costata*. On peut distinguer des zones d'accumulation à forte

Institutul Geologic al României

subsidence, caractérisées par des lithofaciès calcaires et zones de petite profondeur, dans lesquelles se développe un faciès dolomitique.

Tout comme sur l'entier territoire carpathique, dans la région étudiée l'Anisien n'enregistre non plus de changements paléogéographiques importants. Dans cet intervalle stratigraphique se maintiennent les deux faciès carbonatiques, calcaire et dolomitique, existant depuis le Campilien supérieur. On rencontre le faciès dolomitique à plusieurs niveaux pendant l'Anisien. Les calcaires présentent, sur le même intervalle, deux faciès principaux : à la partie basale de l'intervalle sont prédominants les calcaires noirs vermiculés, et à la partie supérieure se développent les calcaires récifogènes de type Wetterstein, qui se prolongent au Ladinien.

Ce qui est caractéristique à l'intervalle stratigraphique de l'Anisien c'est l'apparition des crinoïdes qui, dans le territoire étudié, se développent en abondance [*Dadocrinus gracilis* (B u c h), *Encrinus liliiformis* (?) L a m.]. Il est également à souligner la présence des algues Dasycladaceae *(Macroporella* spp., *Diplopora* spp., *Physoporella* spp., *Oligoporella* spp., *Teutloporella* spp. etc.) largement développées dans l'intervalle de l'Anisien, indiquant un climat chaud (tropical). La limite supérieure de l'Anisien se place à la partie basale de la succession des calcaires de Wetterstein.

Le Ladinien est représenté ici par les calcaires récifogènes de type Wetterstein, généralement à bien petites épaisseurs par rapport aux calcaires de l'Anisien. Leur épaisseur réduite est due à une condensation ou à une érosion, conséquence des mouvements d'exhaussement de la fin du Ladinien (phase labinique). La présence des algues calcaires (Dasycladaceae, Codiaceae, Solenoporaceae) dans les dépôts ladiniens indique une persistance du climat tropical pendant l'Anisien. Les mouvements pendant la phase chimmérique ancienne, à la fin du Trias, dans les Apuseni du Nord, ainsi que sur tout le territoire de la Roumanie, ont provoqué un changement des conditions paléogéographiques existant jusqu'alors. Pendant le Jurassique inférieur un rétrécissement considérable des aires de sédimentation a lieu et apparaissent des reliefs hauts, qui deviennent des sources de sédiments détritiques, en grande partie continentales.

Sur le territoire de Pădurea Craiului se développent, durant le Hettangien, des faciès gréso-argileux fluvio-lacustres. Les dépôts hettangiens consistent, à leur base, d'argiles et de silthites micacées rouges associées à des brèches de calcaires triasiques, et pour le reste de la succession, de grès quartzitiques, schistes argilo-siltheux charbonneux, argiles partiellement refractaires. Sur le faciès continental du Hettangien inférieur et moyen s'installe localement la sédimentation marine dès la fin du Hettangien (zone Angulata), lorsque les grès deviennent plus calcaires et abritent des coraux (*Heterastraea eveshami* D u n c a n et *H. tomesii* D u n c a n dans la vallée du Boiu), mais dans le Sinémurien inférieur aussi se développent localement des dépôts fluvio-lacustres.

Institutul Geologic al României

Au cours du Sinémurien inférieur la sédimentation marine se prolonge localement, par des dépôts de grès quartzitiques micacés partiellement calcaires et de schistes argilo-marno-siltheux, à apparitions locales de spécimens de *Gryphaea* (*G. arcuata* L a m.).

Pour résumer, dans le Hettangien-Sinémurien inférieur les aires à sédimentation continentale sont successivement envahies par la mer et c'est ainsi que les sédiments calcaires viennent s'ajouter à ceux terrigènes.

Dès le Sinémurien inférieur, dans le territoire de l'autochtone de Bihor commencent à apparaître des éléments de faune type Gresten originaire de la province celto-souabe (*Arietites bucklandi* J. S o w, de Roşia).

Pendant le Sinémurien supérieur et le Carixien, le régime de sédimentation purement marine gagne du terrain ; a lieu une réduction de la sédimentation détritique à la faveur du développement des sédiments carbonatés. Ce régime de sédimentation à dominance calcaire persiste dans la région pendant tout le Jurassique. Les dépôts de l'intervalle Sinémurien supérieur-Carixien sont constitués de calcaires gris, faiblement sableux, localement à niveaux encrinitiques.

Le Sinémurien supérieur est localement transgressif. Au cours du Carixien, la faune de type Gresten, originaire de la province celto-souabe marque un large développement des brachyopodes (*Zeilleria* sp.), bivalves (*Gryphaea* spp.), ammonites [*Uptonia jamesoni* (S o w)], *Beaniceras luridum* (S i m p.), bélemnites.

Remarquons que les faunes de type celto-souabe, dont l'apparition sur le territoire de notre pays date du Sinémurien inférieur, persistent jusqu'à la fin de l'Aalénien, enregistrant un grand développement sur tout cet intervalle, particulièrement sur le territoire de Pădurea Craiului.

Le régime de sédimentation à dominance calcaire installé pendant le Carixien se maintient tel quel dans la région analysée, pendant le Domérien. Sur le territoire en question, les aires d'accumulation des dépôts domériens dépassent localement le perimètre de ceux ayant fonctionné dans l'intervalle Sinémurien supérieur-Carixien.

Les dépôts du Domérien sous faciès exclusivement marin sont représentés par des calcaires lités, quelques-uns faiblement marneux, siltheux, par endroits riches en glauconite, à accidents siliceux.

La faune des dépôts domériens consiste en ammonites : *Amaltheus margaritatus* (M o n t f.), *Pleuroceras solare* (P h i l l i p s) (espèce existant également dans le Domérien des monts Perşani, P o p a, 1969), *P. spinatum* (B r u g.) et en bien rares représentants de la famille des Phylloceratidae [*Phylloceras frondosum* (R e y n e s)], bélemnites, brachyopodes, bivalves, crinoïdes et échinoïdes.

L'absence des coraux et des algues calcaires indique des conditions de climat assez froid en comparaison de celui de la province méditerranéenne.

A remarquer la présence d'un nouveau représentant de la superfamille Phylloceratacea [*Phylloceras frondosum* (R e y n e s)] dans le

Institutul Geologic al României

Domérien de l'est des monts Pădurea Craiului. A partir de cette présence, on peut conclure que dans les Apuseni du Nord, pendant le Domérien, les liaisons paléogéographiques avec le domaine méditerranéen n'étaient pas interrompues.

Mais, les rares apparitions des représentants de cette superfamille semblent indiquer des conditions paléoécologiques défavorables à leur développement sur ce territoire.

Dans le Toarcien, l'aire de distribution des dépôts se superpose à celle des dépôts doméríens. La faune du Toarcien du territoire étudié consiste en ammonites : *Dactylioceras tenuicostatum,* espèce existant aussi dans le Toarcien des environs du Braşov (P o p a, 1970), *Harpoceras falcifer, Nodicoeloceras crassoides, Hildoceras sublevisoni, H. bifrons, H. semipolitum, Zugodactylites* aff. *braunianus, Catacoeloceras broilii. Polyplectus apenninicus, Brodieia* aff. *clausum, Grammoceras* spp., *Pseudogrammoceras* spp. (existant également dans le Toarcien des monts Perşani) (P o p a, 1967), *Dumortieria* sp., *Pleydellia* sp., bélemnites *(Mesoteuthis* spp.), brachyopodes et lamellibranches. Il faut y remarquer l'absence totale des Phylloceratidae dans l'intervalle du Toarcien.

Les dépôts aaléniens représentés principalement par des marnes et calcaires marneux atteignent une épaisseur bien réduite.

La faune de l'Aalénien du territoire étudié comprend des ammonites *(Ludwigia* spp.) et des bélemnites. L'épaisseur réduite des dépôts aaléniens, ainsi que leur distribution restreinte sur le territoire des monts Pădurea Craiului sont dues à une érosion provoquée par les oscillations de la phase de diastrophisme cotteswoldienne (pré-Bajocien et intra-Bajocien) et non pas à une regression (P a t r u l i u s et al., 1972).

L'intervalle du Bajocien est caractérisé, sur ce territoire, par une rate réduite de sédimentation et par des lacunes de sédimentation provoquées par les oscillations de la phase cotteswoldienne. Ainsi, dans cette zone à régime de plate-forme a lieu une regression, à la fin de Bajocien inférieur, et une transgression qui débute au Bajocien moyen et atteint son apogé au Bajocien supérieur-Bathonien inférieur. Les dépôts bajociens de cette région sont représentés par des : calcaires, silthites marneux et marnes siltheuses. La faune renferme de rares ammonites et nombre de lamellibranches *(Entolium* spp.). On y remarque également la réapparition des coraux, en tant que éléments de faune méditerranéenne, durant le Bajocien ; ils touchent leur développement maximal à la fin du Jurassique, lorsque se développent les faunes de type Stramberg. Le diastrophisme intracallovien (phase Yaila) se remarque, dans le territoire en discussion ainsi que dans tout l'autochtone de Bihor, par l'existence d'une discontinuité à la base du Callovien moyen. A partir du Callovien moyen, on constate un élargissement des aires d'accumulation. Les dépôts existant dans l'intervalle Callovien moyen-Oxfordien sont représentés par des calcaires marneux, partiellement subnoduleux, localement glauconitiques, gris-verdâtres ou rougeâtres. L'épaisseur des dépôts de cet intervalle est bien réduite, indiquant

Institutul Geologic al României

une forte condensation stratigraphique. Pour la partie supérieure, sont caractéristiques les roches siliceuses, fréquemment rencontrées comme accidents siliceux dans les calcaires.

L'expansion marine qui a débuté au Callovien moyen touche son point culminant au Kimmeridgien-Tithonique inférieur. Dans cet intervalle se développent en certains secteurs du territoire étudié des calcaires pélitomorphes gris, lités, à accidents siliceux à *Protoglobigerina* et *Saccocoma* (le calcaire de Vad) et, en d'autres secteurs, des calcaires récifogènes gris clair abritant des coraux, hydrosoaires, ostréides, gastéropodes, brachyopodes, échinodermes, foraminifères (le calcaire de Farcu).

Au cours du Tithonique supérieur, dans la région considérée se développent des calcaires sous faciès de Stramberg (le calcaire de Cornet) contenant des coraux, spongiers, hydrosoaires, échinodermes, foraminifères et algues (Dasycladaceae, Codiaceae, Solenoporaceae, Coralinaceae). La phase du diastrophisme chimmérique récent (pré-Néocomien) est indiquée sur le territoire de Pădurea Craiului, ainsi que sur tout l'autochtone de Bihor, par des mouvements de bascule (P a t r u l i u s, in P a t r u l i u s et al., 1974) et par la fissuration des calcaires jurassique-supérieurs. Au début du Néocomien, le mouvement de subsidence s'arrête dans ce territoire et une emmersion a lieu ; sur la surface des calcaires tithoniques apparait une relief karstique accumulant du matériel bauxitique.

Après la sédimentation des bauxites suit une inondation lacustre, pendant laquelle apparaissent les calcaires à Characeae (Néocomien). Le régime lacustre est vite remplacé par un régime saumâtre et ensuite marin, temps pendant lequel (Barrémien-Bédoulien) (P a t r u l i u s, in P a t r u l i u s et al., 1974) le matériel calcaire s'accumule au toit des bauxites.

Si à l'ouest du territoire a lieu une forte subsidence depuis l'Aptien inférieur (phase autrichienne précoce), lorsque s'installe un faciès détritique se prolongeant jusqu'au Turonien supérieur, à l'est de Pădurea Craiului le socle subit un exhaussement, après le dépôt du calcaire inférieur à pachiodontes (P a t r u l i u s, in P a t r u l i u s et al., 1974).

La série autochtone du territoire situé au nord du graben Remeți, représentant les apparitions les plus orientales des dépôts mésozoïques de Pădurea Craiului et des monts Plopiș, est une série peu plissée, presque isoclinale, de direction NE-SO et à pendages pour la plupart vers le NO. La majeure partie des dislocations existant dans ce territoire présentent une orientation NE-SO ainsi que ENE-OSO jusqu'à E-O, ayant paru pendant le diastrophisme autrichien, lorsqu'a lieu également la première étape de fracturation du bord septentrional du graben Remeți (P a u l i u c, 1958 ; P a t r u l i u s et al., 1968).

Remarquons que le système de failles existant sur le côté nord-ouest de graben Remeți conserve lui-aussi la direction tectonique générale NE-SO manifestée plus au nord. Certaines de ces failles ont été reprises au cours du diastrophisme laramien.

Institutul Geologic al României

Les lignes de fracture de la partie orientale du graben suivent une orientation générale E-O et se sont formées toujours au cours du diastrophisme autrichien.

On y a rencontré aussi une série d'accidents tectoniques orientés NO-SE, orthogonaux par rapport aux directions NE-SO dominantes durant le diastrophisme autrichien, mais formés pendant le même diastrophisme, bien que cette direction (NO-SE) soit dominante pour le diastrophisme laramien (Patrulius et al., 1968).

Sur le territoire du graben Remeți, les mouvements survenus au cours du diastrophisme autrichien ont engendré aussi une tectonique plicative. On a pu reconnaître sur ce territoire plusieurs plis de direction NE-SO (le synclinal Porumbreu, l'anticlinal orienté sur l'actuel tracé de la vallée Iadului, un anticlinal du profil de la vallée Botei etc.).

Dans la phase méditerranéenne (Turonien moyen) a lieu la mise en place du système des nappes de Codru, à laquelle succède une nouvelle emmersion suivie par une forte érosion. Le commencement du Sénonien est marqué par une large transgression. Au cours du Sénonien se sont accumulés les dépôts gréseux et calcaires sous faciès de Gosau.

A la fin du Sénonien, dans la phase de tectogenèse laramienne précoce (Istrate, 1975) apparait une série d'accidents tectoniques qui ont servi de voie d'accès aux effusions banatitiques. Après le Sénonien, dans la région étudiée a lieu un soulèvement du socle correspondant à l'intervalle Paléogène-Miocène moyen.

Au commencement du Sarmatien se produit une large transgression, suivie de l'accumulation des dépôts du Volhinien et du Bessarabien inférieur. Dans le bassin de Borod, la sédimentation est interrompue au Sarmatien moyen, à l'occasion d'une nouvelle emmersion, les eaux du lac pannonique revenant seulement dans la partie occidentale du bassin, en dehors du territoire étudié.

III. DONNÉES LITHO-BIOSTRATIGRAPHIQUES

A) TRIAS

La couverture du cristallin de la région étudiée est constituée de dépôts paléozoïques (Permien moyen, d'après Patrulius, 1971) et mésozoïques.

La succession des dépôts triasiques de ce territoire est comparable à celle connue dans le reste de l'unité de Bihor-Pădurea Craiului (voir Patrulius et Bleahu, 1967 ; Răileanu, Patrulius et al., 1968 ; Patrulius, Bleahu, Popescu, Bordea, 1971).

L'ancien schéma stratigraphique dressé par Szontagh et Kräutner pour la série de Bihor (fide Patrulius et Bleahu, 1967) comportait quatre termes : *a)* grès et conglomérats quartzitiques, schistes argileux et grès micacés rouges et verts (Werfénien) ; *b)* calcaires noirâtres et dolomies (Anisien-Ladinien) ; *c)* dolomies et calcaires gris massifs (Carnien) ; *d)* calcaires blancs massifs (Norien).

Institutul Geologic al României

Les observations récentes, spécialement celles sur les associations d'algues, de Patrulius (Patrulius, Bleahu, 1967 ; Răileanu, Patrulius et al., 1968) ont montré que dans l'unité de Bihor-Pădurea Craiului la majeure partie des calcaires blancs massifs ou même les calcaires blancs massifs (attribués auparavant au Norien) appartiennent en réalité, partiellement ou en totalité, au Ladinien.

Bleahu et Dimitrescu ont signalé d'ailleurs, dans ces calcaires, dès l'année 1957, l'existence des espèces *Daonella tridentina* Kittl, *D. pichleri* Gümbel et *D.* cf. *tirolensis* Kittl (monts Bihor), les deux dernières connues du Fassanien développé dans les Alpes orientales de l'est. Patrulius et Bleahu ont souligné aussi, dans une étude de 1967, que la série de Bihor est caractérisée, particulièrement sur le territoire de Pădurea Craiului, par une lacune correspondant au Carnien et au Norien, par une bien grande pauvreté en fossiles et par de grandes variations de faciès et d'épaisseur.

1. Séisien-Campilien inférieur

Dans le cadre du territoire discuté, le Séisien[9]-Campilien inférieur, disposé directement sur le cristallin ou localement sur le Permien (vallées Brătcuța, Runcșorului) est représenté par de : conglomérats, grès conglomératiques, grès quartzitiques gris-blanchâtre ou rougeâtres, grès argileux rouge violacé, micacés et silthites argileuses rouges, violacées ou verdâtres, micacées.

Dans le secteur situé au nord de Crișul Repede les dépôts attribués au Séisien-Campilien inférieur atteignent une épaisseur de 250—300 m (Măgura Beznea, les alentours de la localité Bucea). Ils gagnent en importance vers le sud, où ils arrivent à avoir une épaisseur de 500 m dans le secteur de la vallée Bulduşor, justement au sud du Criș (pl. II). Plus au sud, dans le secteur de la colline Ponoare et Fața Movilelor, le Séisien-Campilien inférieur atteint un maximum d'épaisseur, en dépassant 600 m. Vers l'ouest de la localité Ponoare, la même formation qui existe dans le compartiment placé au nord de la faille principale sur le côté nord du grabben Remeți devient moins importante, son épaisseur dans la vallée Brătcuța est seulement de 200 m. Dans le graben Remeți, sur le profil de la vallée du Dișoru, l'épaisseur de cette formation atteint 450 m.

La partie basale du complexe de dépôts attribué au Séisien-Campilien inférieur est représentée par des conglomérats et grès, localement conglomératiques, rougeâtres, à éléments arrondis ou demi-arrondis de quartzites blanches ou violacées, à diamètres entre 2—5 cm ou même de 10—15 cm en quelques cas isolés. On a pu observer la partie basale, plus grossière, de cette formation en diverses coupes de Măgura Bez-

[9] Au Symposion sur la stratigraphie du Trias (Vienne, Mai 1973, voir Tozer, 1974 et Zapfe, 1974) on a proposé une nouvelle subdivision de l'Eotrias : Griesbachien (= „Séisien") ; Diénerien, Smithien et Spathien (= „Campilien").

Institutul Geologic al României

nea, vallée du Şoimu et aux alentours de la localité Bucea, le versant gauche de la vallée Crişul Repede vis-à-vis de Bucea, la vallée Bulduşor, la colline Ponorului, la colline Faţa Movilelor, la vallée du Dişoru, la vallée Caprei (fig. 1).

En général, le matériel grossier n'est pas distribué graduellement, et sur certaines coupes où apparaissent d'intercalations de conglomérats

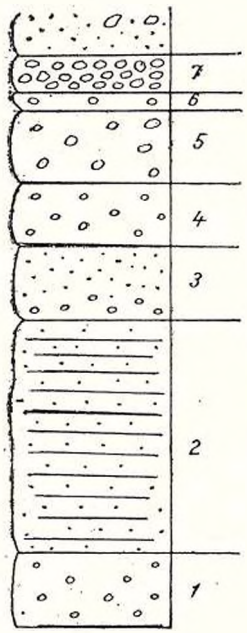


Fig. 1 — Colonne stratonomique dans les dépôts de la base du Séisien au sud de Bucea, versant gauche de la vallée Crişul Repede.

1, grès microconglomératique rougeâtre à éléments de quartz roulé (∅=2—3 cm) ; 2, grès fins rougeâtres rayés, lamination horizontale ; 3, grès à base grossière (sur 20 cm en base éléments de quartz à ∅′ = 1—2 cm) ; 4, grès microconglomératique à éléments de quartz (∅=2—3 cm), ciment rose ; 5, grès conglomératique à éléments non-triés avec diamètre moyen de 4 cm ; 6, grès microconglomératique plus fin, rougeâtre, à rares éléments de quartz arrondis ; 7, grès microconglomératique rougeâtre, ciment, faiblement consolidé à nombreaux éléments de quartz, arrondis, de 2—3 cm∅.

(vallée Caprei), selon ce qu'a mentionné Pauliuc (1956), celles-ci n'apparaissent pas à la base de la suite de dépôts attribuée au Séisien-Campilien, mais plus en haut comme position géométrique.

Par exemple, dans la vallée Caprei cette suite débute en base par des grès quartzitiques et microconglomérats se développant sur quelques dizaines de mètres d'épaisseur et seulement au-dessus de ceux-ci apparaît un conglomérat développé sur environ 20 m d'épaisseur, surmonté à son tour toujours par des grès. Le conglomérat est constitué d'éléments arrondis de quartz blanc ou violacé à diamètres de 3—15 cm. Un autre exemple de répartition non-graduellement distribuée du matériel est rencontré dans une coupe du versant gauche de la vallée Crişul Repede, où l'on observe une alternance de grès microconglomératiques avec des grès (fig. 2).

Dans la partie médiane du complexe prédominent les grès quartzitiques de couleur gris-blanchâtre ou rougeâtre, en couches épaisses de 10—80 cm jusqu'à des épaisseurs dépassant l'ordre du mètre, localement massives, à stratifications locales obliques de courant.

Institutul Geologic al României

L'étude microscopique des grès de la succession Séisien-Campilien inférieur a montré qu'ils sont quartzeux à ciment calcaire ou quartzitiques jusqu'à orthoquartzitiques.

Dans les silthites argileuses micacées associées aux grès apparaissent des intercalations locales minces, centimétriques, de calcaires micri-

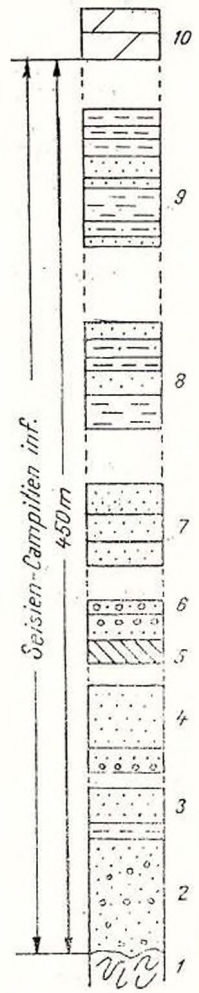


Fig. 2. — Données sur la stratonomie des dépôts du Séisien-Campilien inférieur de la vallée Bulduşor (Sud Crişul Repede).

1, schistes cristallins ; 2, conglomérat, éléments quartz (∅ = 2—4 cm), matrice gréseuse rouge, micacée, alternant avec des grès rougeâtres ; 3, grès quartzitiques rosacés et rouges, localement plus grossiers, schistes argileux rouges intercalés ; 4, grès en bancs épais gris-blanchâtre ou rougeâtres, localement éléments quartz (∅ = 2—3 cm) ; 5, grès quartzitiques, stratification oblique de courant ; 6, grès quartzitiques grossiers, éléments quartz (∅ = 2 cm) ; 7, grès quartzitiques durs, en bancs épais, séparés par des diasthèmes ; 8, grès quartzitiques rougeâtres en alternance avec des schistes argileux rouges ; 9, grès gris-blanchâtre et rougeâtres à facettes verdâtres micacées, alternant avec des schistes argileux, localement siltheux, rouges et verts en couches épaisses de 50—60 cm ; 10, dolomies inférieures.

tiques. Alternant avec les grès apparaissent les silthites argileuses rouge-violacé ou des schistes argileux rouges et verts, qui deviennent vers la partie terminale du complexe l'élément lithologique dominant.

A retenir que dans un forage exécuté au sud-ouest d'Oradea ont été rencontrées dans les schistes gris vert de la partie supérieure de

Institutul Geologic al României

cette séquence des intercalations de dolomicrites anhydritiques (Patrulius et al., 1971) et dans le forage 4 008 de Corbești (SE d'Oradea), au même niveau dans les schistes argileux rouges, apparaissent des intercalations de dolomies, gypses et anhydrites (Bleahu, Istocescu, Diaconu, 1971).

En ce qui concerne l'âge du complexe détritique rouge situé à la base du Trias, il faut retenir qu'en 1863 Wolf a attribué à ce complexe un âge permien ; Kräutner (1939) a considéré la même formation d'âge werfénien, à partir du fait qu'elle supporte en continuité de sédimentation des dépôts calcaires fossilifères appartenant à l'Anisien. Pauliuc (1958) a apporté de nouveaux arguments plaidant pour l'âge werfénien du même complexe.

En 1967 Patrulius et Bleahu ont attribué au Séisien le complexe situé à la base du Trias développé tant dans l'autochtone de Bihor, ainsi que dans le système des nappes de Codru.

Récemment Bleahu et al. (1970) ont attribué la formation détritique de la base du Trias de la série de Bihor au Séisien, mais en spécifiquant que le niveau à silthites rouges micacées de la partie supérieure pourrait représenter le Campilien inférieur.

En 1971, Patrulius et al. ont attribué au Séisien-Campilien inférieur la formation détritique située à la base du Trias de la série de Bihor.

En 1970 Antonescu a identifié aux environs de la localité Bucea, à la partie supérieure du complexe détritique rouge, une association de spores-pollen caractéristique du Trias inférieur. Cette association renferme les suivantes espèces : *Triadispora crassa* Klaus, *Cycadopites coxii* Vissher, *Monosulcites minimus* Cookson, *Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus et *Taeniosporites novimundi* Jansomus. Dans une étude plus récente (Antonescu, Patrulius, Popescu, 1976) les auteurs ont attribué ces dépôts — à partir de la même association — au Spathien terminal-Anisien inférieur et les ont corrélés avec les dépôts rouges du Röt allemand, Rauchwacke des Alpes calcaires du Nord et le „Hydaspien" des Alpes du Sud.

Il faut signaler l'existence des roches limonitiques à la partie supérieure du complexe de la base du Trias détritique mis en évidence par l'auteur de cette étude dans la vallée du Runcșoru (secteur Daniș).

Les analyses effectuées montrent que, en comparaison avec d'autres occurrences de roches limonitiques connues du même niveau stratigraphique au sein de l'autochtone de Bihor, notamment dans le versant droit de la vallée Brătcuța, le versant septentrional des monts Plopiș, les accumulations limonitiques de la vallée du Runcșoru présentent des pourcentages élevés en Fe soluble. Ces limonites, qui existent à la partie supérieure du complexe détritique de la base du Trias, se sont probablemment formées dans un milieu sidérolitique.

Institutul Geologic al României

2. Campilien supérieur-Anisien [10]

Autant dans le secteur situé au nord du Criş, ainsi que dans celui du sud de cette vallée, le Campilien supérieur-Anisien est représenté, en base, par une séquence de dolomies et de brèches dolomitiques (les dolomies inférieures) massives, localement stratifiées, grises, avec une épaisseur variant entre 100 et 300 m. Dans le graben Remeţi, les dolomies inférieures, bien développées dans le bassin de la vallée Bisericii (vallée du Dişoru, vallée Caprei) atteignent une épaisseur de 200 m (vallée du Dişoru).

On rencontre aussi des intercalations lenticulaires, moins épaisses, de dolomies dans les calcaires situés plus haut, au point de vue stratigraphique, dans la suite du Campilien supérieur-Anisien. On a rencontré une telle situation dans la coupe de la vallée du Şoimu (Bucea). On a signalé d'ailleurs pareilles situations dans la partie centrale des monts Pădurea Craiului, en dehors du périmètre étudié, dès l'année 1967 (Patrulius et Bleahu).

Sur les dolomies inférieures se développe une succession de calcaires gris foncé jusqu'à noirâtre, par endroits bitumineux vermiculés, connue de la partie centrale de Pădurea Craiului sous le nom de calcaires noirs vermiculés (Bleahu, Patrulius et al., 1970 ; Patrulius et al., 1971). A l'est de Remeţi cette succession de calcaires va jusqu'à une épaisseur de 300 m (pl. II). La suite des calcaires vermiculés développés dans l'intervalle Campilien supérieur-Illyrien inférieur [11] (fig. 3) est constituée, à l'est de Pădurea Craiului, d'une succession de calcaires biomicritiques, calcarénites biopelmicritiques renfermant des intercalations biopelsparitiques, parfois à oncolithes et par endroits à niveaux biolithiques algaux, calcarénites biomicritiques à débris de gastéropodes (*Neritaria* sp., *Naticella* sp., *Omphaloptycha* sp.), crinoïdes, foraminifères (*Meandrospira dinarica* Kochansky Devidé and Pantic, *Neoendothyra reicheli* Reitlinger, *Glomospira densa* Pantic, *Ammobaculites* sp.) et lamellibranches, calcirudites oosparitiques à peletès contenant des débris de bryozoaires et brachyopodes, localement des niveaux biosparitiques encrinitiques faits de plaques et entroques de *Dadocrinus gracilis* (Buch.).

Les roches carbonatiques décrites ont une couleur gris foncé jusqu'à noirâtre, en couches de 10—50 cm jusqu'à des bancs métriques, par endroits vermiculées, bitumineuses, quelques-unes à texture laminaire. Ces calcaires présentent maintes diaclases, quelquefois remplies à matériel pélitique rougeâtre ou à calcite orange ou blanc. Dans cette

[10] Au Symposion sur la Stratigraphie du Trias (Vienne, Mai 1973, voir Assereto, 1974) on propose la subdivision de l'Anisien en 4 étages, à savoir, de bas en haut : Aégéen, Bithynien, Pelsonien et Illyrien. Les deux premiers correspondent à l'Anisien inférieur („Hydaspien") et les derniers à celui supérieur.

[11] „Hydaspien", sensu Pia, fide Ott 1972 ; Pelsonien et Illyrien, dans le sens employé par Ott (1972).

Institutul Geologic al României

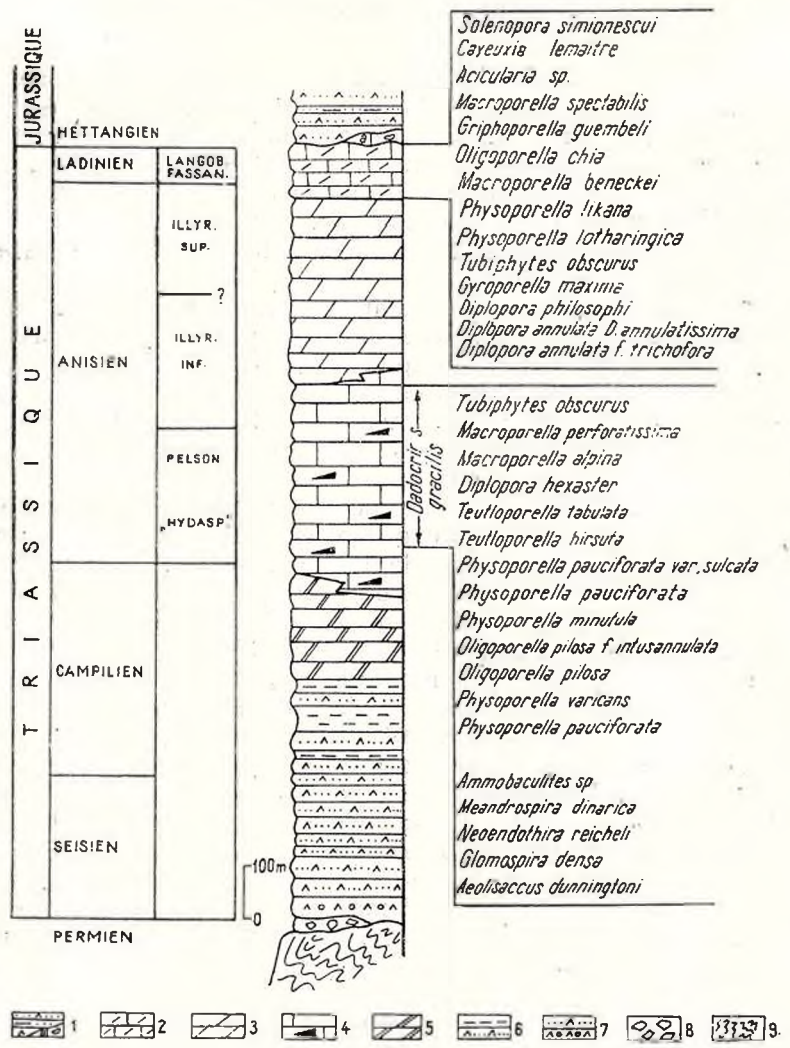


Fig. 3. — Colonne stratigraphique synthétique du Trias de l'est de Pădurea Craiului (Monts Apuseni).

1, grès quartzitiques et argiles siltheuses noirâtres (type Gresten) : a, brèches de calcaires et argiles rouges ; 2, calcaires massifs ; 3, dolomies supérieures ; 4, calcaires stratifiés noirs et gris partiellement vermiculés et bitumineux ; 5, dolomies inférieures ; 6, grès quartzitiques et schistes argileux rouges ; 7, grès et conglomérats quartzitiques ; 8, brèches de schistes cristallins à matrice rouge ; 9, schistes cristallins.

Institutul Geologic al României

suite apparaissent également des intercalations locales de calcaires roses ou gris clair (le versant gauche de la vallée Iadului à Bulz, le graben Remeți, les alentours de Lorău), des grès calcaires (le graben Remeți), microconglomératiques en couches de jusqu'à 1 mètre d'épaisseur.

Toute la suite de calcaires vermiculés (surmontant les dolomies inférieures et au-dessous de celles supérieures) touche, à l'est de Pădurea Craiului, des épaisseurs entre 250—400 m.

Au nord de Crișul Repede, au bord oriental du bassin de Borod, leur épaisseur ne dépasse pas 300 m (fig. 4).

Les calcaires vermiculés qui, ensemble avec les dolomies inférieures, ont été attribués, en tant que termes de la série de Bihor, au Campilien supérieur-Anisien (Bleahu et al., 1970) et plus tard au Campilien supérieur-Anisien moyen (Patrulius et al., 1971) ont fourni jusqu'à présent peu d'indications paléontologiques.

Parmi les fossiles signalés de ces calcaires dans les travaux antérieurs sont à mentionner *„Gervilleia" modiolaeformis* Giebel, trouvé par Hoffman en 1898 (fide Szontagh, 1901) et *Costatoria costata* (Zenk) identifié par Istocescu (1966)[12] dans la vallée du Șoimu (Bucea) à 75 m de la base des calcaires vermiculés et par Patrulius à l'ouest de la vallée Brătcuța (Bleahu et al., 1970; Patrulius et al., 1971) à 250 m au-dessus de la base de cette suite de calcaires.

Mentionnons aussi les espèces : *Encrinus liliiformis* Lamb., *Aulacothyris incurvata* Bitt. et *Lyriomyophoria elegans* Dunk (rev. Patrulius, 1971), trouvées dans des schistes argileux et calcaires lités de la partie supérieure de la suite de calcaires vermiculés des monts Plopiș (Istocescu et al., 1968). Quelques rares exemplaires de *Gervilleia* sp. a trouvé aussi Pauliuc (1958) à la base de la suite de calcaires surmontant les dolomies inférieures développées dans la colline Fruntea.

Jusqu'en 1971 il n'a existé aucune information publiée sur les algues et les foraminifères des calcaires vermiculés développés dans l'autochtone de Bihor. En 1971, à partir d'un matériel recolté des calcaires vermiculés de Lorău par l'auteur de cette étude, a été publiée la première liste — rédigée par Patrulius et Elena Popa — avec la suivante association : *Meandrospira dinarica* Kochansky Devidé and Pantic, *Glomospira* sp., *Physoporella* cf. *pauciforata* (Gümbel), *Ph. dissita* (Gümbel) et *Oligoporella* sp. (Patrulius et al., 1971, p. 39).

Dans une étude systématique effectuée par nous en collaboration avec Dragastan (1973) sur l'entière suite de calcaires vermiculés développés à l'est de Pădurea Craiului(est vallée Brătcuța), on a mis en évidence des associations de foraminifères et d'algues dasycladacées caractéristiques pour plusieurs intervalles stratigraphiques dans le cadre

[12] D. Istocescu, Felicia Istocescu (1966). Arch. Inst. géol. et géoph., Bucarest.

Institutul Geologic al României

de l'Anisien („Hydaspien-Illyrien inférieur"). Dans toute la suite de calcaires vermiculés on a identifié plusieurs niveaux avec un riche contenu d'algues dasycladacées et de foraminifères, ainsi que des débris de crinoïdes.

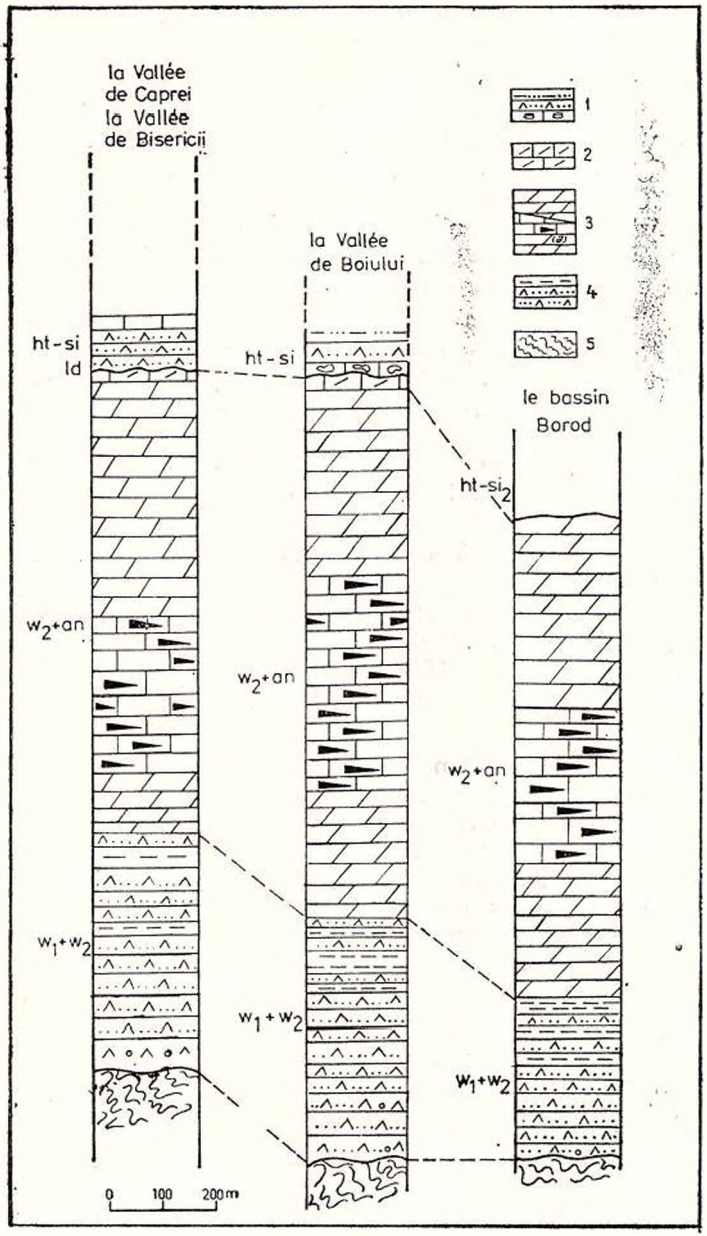


Fig. 4. — Colonnes stratigraphiques dans les dépôts triasiques du secteur oriental de Pădurea Craiului et le bassin Borod.
1, grès quartzitiques et argiles partiellement réfractaires, en base argiles rouges et brèches calcaires ; 2, calcaires marmoréens et brèches calcaires à algues Solenoporacées, Codiacées, Dasycladacées ; 3, dolomies (a), calcaires en plaques, calcaires vermiculés noirs à algues Dasycladacées ; 4, grès et conglomérats quartzitiques, schistes argileux ; 5, schistes cristallins de la série d'Arada et de la série de Someș.

Institutul Geologic al României

Les échantillons analysés proviennent de plusieurs points fossilifères situés sur les versants de la vallée Iadului (environements de la localité Bulz, ainsi qu'aux alentours de la localité Lorău.

Les associations d'algues dasycladacées et de foraminifères déterminée abritent les suivants espèces : *Physoporella varicans* Pia, *Ph. pauciforata* (Gümbel), *Ph. pauciforata* var. *sulcata* Bystrick, *Ph. minutula* (Gümbel), *Oligoporella pilosa* Pia, *O. pilosa* f. *intusannulata* Pia, *O.* cf. *prisca* Pia, *Diplopora hexaster* (Pia), *Teutloporella tabulata* Pia, *T. hirsuta* Pia, *Macroporella perforatissima* Pia, *M. alpina* Pia, *Meandrospira dinarica* Kochansky Devidé and Pantic, *Neoendothyra reicheli* Reitlinger, *Glomospira densa* (Pantic), *Ammobaculites* sp. à côté des problématiques *Tubiphytes obscurus* Maslov et *Aeolisaccus dunnigtoni* Elliott (fig. 3, pl. XVI—XX).

Les associations de dasycladacées et de foraminifères rencontrées à partir d'environ 100 m de la base de la suite des calcaires vermiculés jusqu'à sa partie terminale semblent indiquer l'intervalle „Hydaspien" (supérieur ?)-Illyrien inférieur. A retenir cependant que les associations mises en évidence depuis la partie supérieure de la suite des calcaires vermiculés indiquant „l'Hydaspien" y manquent, espèces qu'on trouve en échange à certains niveaux (particulièrement les niveaux basaux) du reste de la suite.

Il faut signaler que dans la suite des calcaires vermiculés, à partir de 50—100 m de la base et jusque justement au-dessous des dolomies supérieures, apparaissent des entroques et des columnales de *Dadocrinus gracilis* (Buch). A la partie supérieure on rencontre aussi des entroques d'*Encrinus liliiformis* (?) Lam. et *Entrochus* (?) sp. La présence de l'espèce *D. gracilis* à la partie terminale de la suite des calcaires vermiculés, qu'on peut attribuer — en vertu de la présence des Dasycladaceae — à l'Illyrien inférieur, est une confirmation de la possibilité d'extension de cette espèce sur la verticale, au-delà de la limite du Pelsonien-Illyrien. On connaît pareilles situations dans le Trias de faciès germanique, ainsi que dans celui central alpin (Tollmann, Tollmann, 1967).

Sur le complexe des calcaires vermiculés se développe une nouvelle pile de dolomies (les dolomies supérieures), qui à l'est de Pădurea Craiului atteignent des épaisseurs de jusqu'à 450 m.

Celles-ci sont généralement massives, avec des bancs locaux épais, et ont une couleur gris clair. Moins souvent, dans la suite des dolomies supérieures ont été rencontrées de minces intercalations de calcaires. Ainsi, sur la coupe de la vallée du Zimbru (graben Remeți), en pleine masse de dolomies, apparait — sur 10 m d'épaisseur — une intercalation faite de calcarénites rosacées en train de dolomitisation, biopelsparites grises renfermant de rares entroques, calcaires pseudo-oolithiques gris clair-violacé.

Les dolomies supérieures supportent par endroits des calcaires massifs, récifogènes, de type Wetterstein, récemment attribués (Popa.

Institutul Geologic al României

Dragastan, 1973), à base d'algues calcaires, à l'Illyrien supérieur-Ladinien. Compte tenu du fait que la suite des calcaires vermiculés située sous les dolomies supérieures monte jusqu'à l'Illyrien inférieur, les dolomies supérieures semblent appartenir à la partie terminale de l'Illyrien inférieur et à la partie basale de l'Illyrien supérieur.

3. Illyrien supérieur-Ladinien

Les calcaires récifogènes massifs, blancs et rosacés de type Wetterstein, développés sur les dolomies supérieures et suportant directement les dépôts quartzitiques de l'Eojurassique, présentent à l'est de Pădurea Craiului des épaisseures variant entre 10—100 m. Ils atteignent leur épaisseur maximale dans la partie méridionale de l'autochtone de Bihor (plateau Padiș), où ils arrivent à dépasser 300 m.

Ces calcaires sont faits de : biolitithes algales, à lentilles biopelsparitiques locales, avec des structures du type „open cavity". Ces cavités sont parfois marquées par des pellicules d'oxydes de fer.

Les associations d'algues déterminées dans les calcaires de type Wetterstein développés à l'est de Pădurea Craiului (Popa, Dragastan, 1973) ont été prélevées des points suivants : la colline Rujetului (graben Remeți), les versants de la vallée du Boiu à Lorău, le sommet Hagău et le versant oriental de la vallée Brătcuța.

On a identifié parmi les algues calcaires (Dasycladaceae, Codiaceae et Solenoporaceae) logées dans ces calcaires, de : *Diplopora annulata* f. *vesiculifera* Pia, *D. annulata* f *trichofora* Pia (Ott), *D. annulatissima* Pia, *D. philosophi* Pia, *Physoporella lotharingica* (Benecke), *Ph. likana* Herak, *Oligoporella chia* Herak, *Macroporella beneckei* (Solomon), *G. maxima* Pia, *Macroporella spectabilis* Bystricky, *Griphoporella guembeli* (Solomon), *Acicularia* sp., *Cayeuxia lamaitrae* Dragastan et *Solenopora simionescui* Dragastan (pl. XX, XXII). On a identifié également le problématique *Tubiphytes obscurus* Maslov.

L'association rencontrée dans les calcaires de type Wetterstein est caractéristique, dans son ensemble, à l'intervalle Illyrien supérieur-Ladinien.

Il est à mentionner la présence, dans les calcaires de type Wetterstein, de quelques associations à *Diplopora annulata (D. annulata* f. *trichofora* Pia et *D. annulata* f. *vesiculifera* Pia), espèce qui, d'après Ott (1972), apparait dans la zone à *Avisianus* (Illyrien supérieur) et disparait sous la limite de la zone Aon (Cordévolien), évoluant donc dans l'intervalle Illyrien supérieur-Langobardien.

On peut conclure que la partie basale des calcaires marmoréens de type Wetterstein appartient à l'Illyrien supérieur. La présence de l'Anisien supérieur à la base de ces calcaires à été déjà signalée dans la partie centrale de Pădurea Craiului, dès l'année 1969 par Diaconu et Dragastan.

Parmi les espèces rencontrées dans les calcaires de type Wetterstein à l'est de Pădurea Craiului, mentionnons : *Physoporella lotharin-*

Institutul Geologic al României

gica (Benecke) et *Ph. likana* Herak, répandues dans le Ladinien de Yougoslavie (Herak, 1965), *Oligoporella chia* Herak, rencontrée dans le Ladinien de l'île Chios (Herak, 1967), *Macroporella beneckei* (Solomon), trouvée dans le même intervalle stratigraphique (Herak, 1965 ; Diaconu et Dragastan, 1969), *Gyroporella maxima* Pia, trouvée par Herak (1965) en association avec *Diplopora annulata*, *Griphoporella guembeli* (Solomon) et *Acicularia* sp., connues du Ladinien.

Il faut signaler, dans les calcaires marmoréens développés dans la colline Rujet (graben Remeți), la colline Hagăului et le versant oriental de la vallée Brătcuța, la présence des espèces : *Macroporella spectabilis* Bystricky, *Cayeuxia lemaîtrae* Dragastan et *Solenopora simionescui* Dragastan, mentionnées du Ladinien supérieur, dans des travaux antérieurs (Bystricky, 1964 ; Diaconu, Dragastan, 1969).

B) JURASSIQUE

Ainsi que sur tout le territoire de la Roumanie, dans les Monts Apuseni aussi a lieu, à la fin du Trias, à cause des mouvements kimmériques anciens, un changement des conditions paléogéographiques. On assiste à un rétrécissement considérable des aires de sédimentation et apparaissent des reliefs élevés, qui deviennent des sources de sédiments détritiques en majeure partie continentaux pendant le Jurassique inférieur. Localement, dans le Jurassique inférieur du territoire des Apuseni ou des autres secteurs carpathiques, outre les dépôts détritiques, apparaissent aussi des dépôts charbonneux ou d'argiles, quelques-uns étant parfois refractaires.

A remarquer que le Jurassique inférieur du territoire étudié, ainsi que celui du reste de Pădurea Craiului et des autres secteurs carpathiques, est développé sous un faciès comparable au faciès de Gresten.

Sur le territoire examiné, les dépôts jurassiques du secteur situé au nord du Criș (le bord oriental du bassin de Borod), ainsi que ceux du secteur Lorău, sont moins étendus par rapport aux dépôts du même âge existant dans le graben Remeți, où ils sont plus répandus. Dans la partie orientale du graben Remeți, les dépôts jurassiques sont développés dans le bassin de la vallée Bisericii, dans la colline Fruntea, ainsi qu'en quelques petites occurrences au nord de Cicleul Selhișului. Depuis la vallée Izvorului vers l'ouest, on rencontre les affleurements les plus spectaculeux dans la vallée Iadului et dans ses affluents nord et sud. A remarquer la large extension des dépôts jurassiques dans le bassin de la vallée du Leșu, affluent occidental de la vallée Iadului. Malheureusement, à cause de nombreux accidents tectoniques, on n'a pu poursuivre que bien rarement, dans la même coupe, toute la succession du Jurassique.

Les changements cartographiques opérés sur les cartes existantes par suite des recherches que nous avons effectuées dans cette région,

Institutul Geologic al României

ainsi que les nouvelles données d'ordre biostratigraphique signalées particulièrement pour le Jurassique inférieur du bassin de la vallée du Leşu, de la vallée Bisericii et de la colline Fruntea, de même que sur celui du bassin de la vallée de Boiu peuvent être examinés dans la planche I et les figures 5 et 7.

1. **Jurassique inférieur**

Le Jurassique inférieur présente une succession complète ou presque, avec des grès quartzitiques appartenant au Hettangien-Sinémurien inférieur, calcaires du Sinémurien supérieur-Pliensbachien, marnes et calcaires gréso-marneux attribués au Toarcien.

a) *Hettangien-Sinémurien inférieur*

Sur le territoire en discussion, le Hettangien-Sinémurien inférieur disposé sur les calcaires marmoréens de type Wetterstein (Anisien supérieur-Ladinien) ou directement sur les dolomies supérieures (Anisien) est représenté par des grès quartzitiques gris clair ou blanchâtres, d'altération jaunâtre, rougeâtre ou couleur de rouille, localement (vallée du Leşu, colline Fruntea) plus grossiers (à éléments de quartz roulé de 2—5 mm de diamètre). Certains grès ont un ciment calcaire et renferment des débris charbonneux. Les grès se disposent en couches de 10—50 cm ou même en bancs épais (vallée Bisericii, colline Fruntea) dépassant l'ordre du mètre et en alternance avec des schistes argileux gris foncé en couches centimétriques et bien rarement décimétriques. Dans le bassin de la vallée du Boiu apparaissent dans ce complexe des intercalations de silthites noirâtres épaisses (jusqu'à 0,5 m). Dans le même secteur, on rencontre plus fréquemment des débris charbonneux sur les facettes des grès ou en argiles.

Il faut remarquer que la série détritique basale du Jurassique inférieur y montre une remarquable convergence avec la série séisienne.

Mais, une étude microscopique comparative des grès des deux séries a mis en évidence quelques différences de composition. Les grès de la base du Jurassique inférieur sont formées presque en exclusivité de grains de quartz et ont une matrice constituée d'une mosaïque de quartz, tandis que les grès de la série séisienne, avec un moindre degré de maturité, sont composés tant d'éléments de quartz, ainsi que de fragments sparitiques de calcaire, et leur matrice est en certains cas argilo-ferrugineuse, calcito-sériciteuse, renfermant aussi des fragments de muscovite et de biotite quelquefois chloritisée.

L'épaisseur du complexe détritique de la base de l'Eojurassique ne dépasse pas 60 m dans le bassin de la vallée du Boiu. Dans la région Remeţi, le même complexe présente des variations d'épaisseur (fig. 5) et localement de faciès. Ainsi, dans la colline Fruntea, l'épaisseur de ce complexe est de 25 m (fig. 6), pour atteindre, dans le versant gauche de la vallée Iadului, en aval de l'embouchure de la vallée du Leşu, des épaisseurs de plus de 100 m.

Institutul Geologic al României

En ce qui concerne la variation de faciès du complexe détritique basal, on remarque que dans la colline Fruntea, en pleine masse des grès quartzitiques de ce complexe, apparait une intercalation de 8—10 m

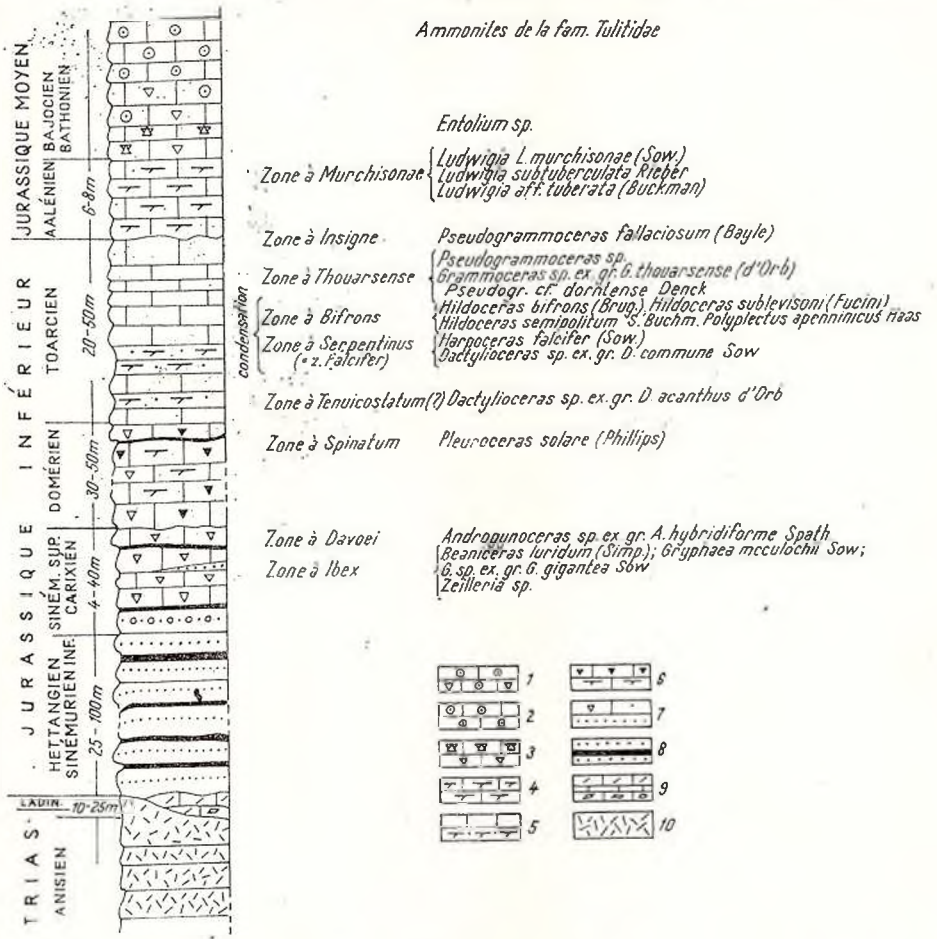


Fig. 5. — Colonne stratigraphique du Jurassique inférieur et de la base du Jurassique moyen du graben Remeți, avec un schéma de distribution verticale de la macrofaune.

1, calcaires oolithiques (oolithes noires) spathiques, gris ; 2, calcaires oolithiques spathiques rougeâtres ; 3, calcaires spathiques à *Entolium* ; 4, calcaires marneux, localement subnoduleux, gris ; 5, calcaires et marnes siltheuses cendrées ; 6, calcaires spathiques et calcaires marneux gris à accidents siliceux ; rares intercalations marneuses ; 7, calcaires gréseux spathiques et grès quartzitiques localement lenticulaires, en base microconglomératiques, à rares intercalations marneuses ; 8, grès quartzitiques gris foncé et schistes argileux gris ou rougeâtres ; 9, calcaires marmoréens et brèches calcaires ; 10, dolomies supérieures.

Institutul Geologic al României

de calcaires spathiques gris foncé, du même type que celles existant dans le Pliensbachien (fig. 6). Les calcaires de cette intercalation contiennent des exemplaires de petite taille de *Gryphaea* sp. ex gr. *G. arcuata* Lamarck. La présence de l'espèce *G. arcuata* Lamarck dans ces calcaires intercalés dans le complexe des grès quartzitiques

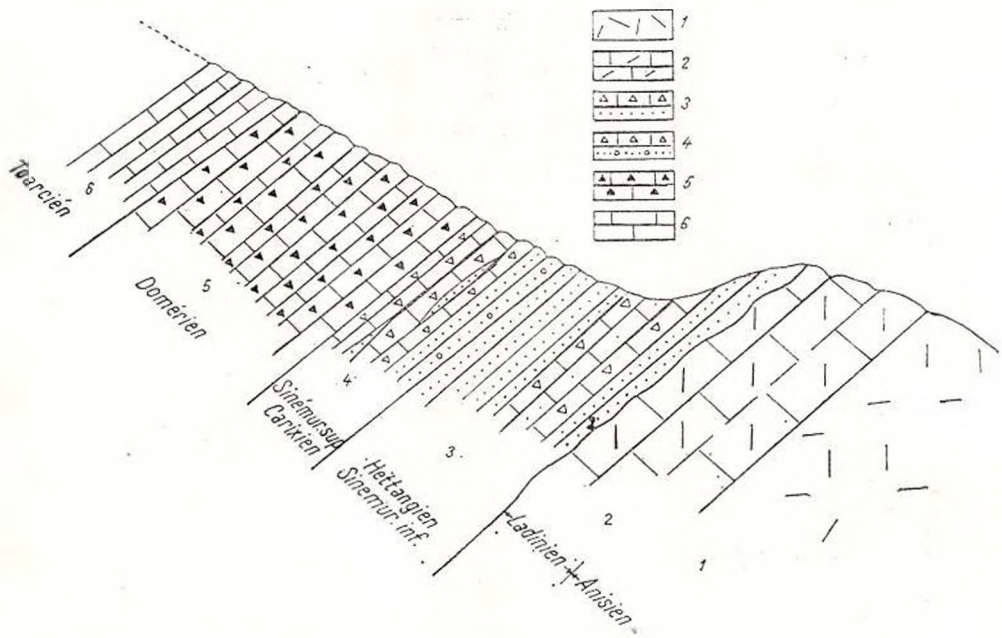


Fig. 6. — Section géologique dans la colline Fruntea.
1, dolomies supérieures ; 2, calcaires marmoréens type Wetterstein ; 3, grès quartzitiques en bancs de l'ordre du mètre (dans la partie médiane une intercalation de 10 m calcaires spathiques à *Gryphaea* sp. ex gr. *G. arcuata* Link) ; 4, en base grès quartzitiques à ciment calcaire, localement microconglomératiques ; suivent des calcaires spathiques à intercalations lenticulaires de grès quartzitiques ; 5, calcaires à accidents siliceux ; 6, calcaires et silthites marneuses.

a été déjà signalée par Pauliuc (1958). La même espèce a été retrouvée par Bulgăreanu (1964) au même point fossilifère. On connaît diverses sous-espèces de l'espèce *G. arcuata* Lamarck seulement dans la zone Angulata et la zone Bucklandi (*G. arcuata obliquata* J. Sowerby, à savoir *G. arcuata incurva* J. Sowerby ; fide Hallam, 1968).

Sur le territoire de Pădurea Craiului il y a un indice plus précis sur l'âge de l'horizon des grès quartzitiques : un exemplaire d'*Arietites* déterminé par Răileanu (1956) comme *Arietites bucklandi* J. Sow,

Institutul Geologic al României

qui indique le Sinémurien inférieur (zone Bucklandi). Cette ammonite provient de la vallée Cuților (Roșia).

On a pu remarquer des variations de faciès dans le complexe gréseux de la base de l'Eojurassique également dans la vallée du Boiu. Dans cette coupe, à la base du complexe (à 8 m, au point de vue stratigraphique sur les calcaires marmoréens de type Wetterstein) apparait sur 80 cm d'épaisseur la suivante succession : à la base (30 cm) silthites marneuses faiblement gréseuses, gris rouille ; suit sur 20 cm un grès gris à ciment calcaire, siltheux vers la partie supérieure ; la succession est continuée par un terme fait de marnes peu sablonneuses (15—30 cm) renfermant bien de colonies tabulaires de coraux appartenant aux espèces *Heterastraea eveshami* (Duncan) et *H. tomesii* Duncan[13] (fig. 7 et pl. XIV, XV).

Les deux espèces de coraux sont connues dans l'Eojurassique inférieur d'Angleterre, de la zone Angulata (Hettangien supérieur).

Dans la coupe de la vallée du Boiu, par-dessus l'intercalation abritant les coraux, suivent des grès quartzitiques à ciment calcaire (20 cm) et des calcaires pseudo-oolithiques (2 m), sur lesquels se développent des bancs épais de grès quartzitiques et de grès massifs du même type (fig. 7). La présence des coraux de la zone Angulata (Hettangien supérieur), dans la position géométrique mentionnée, est un indice que le régime continental du Jurassique inférieur de l'autochtone de Bihor-Pădurea Craiului a été remplacé dans cette zone par un régime marin dès le Hettangien supérieur. La présence de la flore à *Neocalamites* et à *Podozamites* dans la partie centrale de Pădurea Craiului dans les dépôts fluvio-lacustres de la base de l'Eojurassique atteste leur âge hettangien (Patrulius et al., 1971 ; Patrulius, Popescu, Popa, 1972 — Corrélations stratigraphiques du Jurassique de Roumanie).

Quant à la base de la suite éojurassique de Pădurea Craiului, il y a d'autres aspects à signaler. La surface des calcaires marmoréens de type Wetterstein (Illyrien supérieur-Ladinien) présente en certains secteurs du territoire une relief d'érosion karstique dont les creux sont colmatés à brèches de calcaires blancs et noirs du type de ceux du Trias moyen, coincées dans une matrice rouge violacé.

Ces dépôts, signalés par Patrulius dans les parties centrale et occidentale de Pădurea Craiului, ont été considérés par Patrulius et Bleahu (1967) d'âge rhétien, équivalant les dépôts bariolés situés au lit des calcaires rhétiens de la nappe de Codru.

Récemment, les auteurs mentionnés (Patrulius et al., 1971) ont attribué à ces dépôts détritiques rouges de la partie centrale et occidentale de Pădurea Craiului, disposés en discordance sur les calcaires ladiniens et qui passent, vers la partie supérieure, à des dépôts détritiques de type Gresten, l'âge hettangien.

[13] Les déterminations ont été faites par Madame le Professeur Louise Beauvais de l'Université de Paris.

Institutul Geologic al României

A l'est de Pădurea Craiului, pareils dépôts rouges lités ont été rencontrés sur le versant droit de la vallée du Boiu, dans le compartiment tectonique de l'embouchure de cette vallée. Ici, dans un affleurement située sur un petit vallon, on observe que sur les calcaires marmoréens (Ladinien) se développe une brèche à calcaires blancs mar-

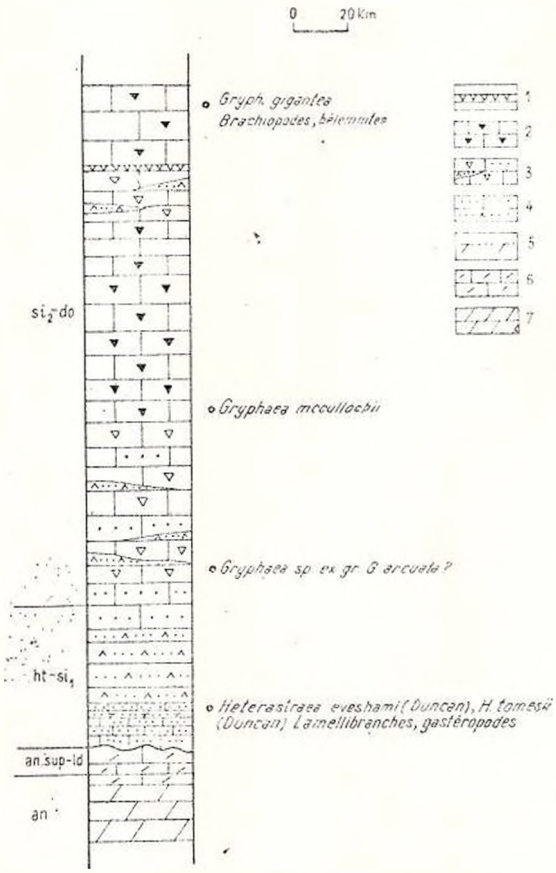


Fig. 7. — Emplacement du niveau à coraux (*Heterastraea* spp.) à la base de la colonne de l'Eojurassique de la vallée du Boiu.

1, calcaires encrinitiques ; 2, calcaires à accidents siliceux ; 3, calcaires spathiques à intercalations lenticulaires de grès quartzitiques ; 4, grès quartzitiques localement à ciment calcaire ; 5, silthites marneuses ; 6, calcaires marmoréens ; 7, dolomies supérieures.

moréens et à calcaires noirs anisiens, sur lesquels se dispose un paquet — visible sur 3—4 m d'épaisseur — d'argiles rouges micacées, localement à tâches verdâtres, à rares intercalations de 1—2 cm de grès quartzitiques.

Institutul Geologic al României

Des argiles rouges du même type et dans la même position stratigraphique apparaissent également dans une autre occurrence, dans le versant gauche de la vallée du Boiu au nord de la colline Arsurii. Ici, à la base des grès quartzitiques de la suite Hettangien-Sinémurien inférieur, apparaissent sur 30 cm d'épaisseur des argiles rouges stratifiées, partiellement siltheuses, alternant avec des grès minces siliceux, micacés, à matrice argileuse verdâtre.

Localement, dans le complexe des grès quartzitiques (Hettangien-Sinémurien inférieur) placé à l'est de Pădurea Craiului, nous avons rencontré des intercalations d'argiles refractaires, mais à épaisseurs réduites ou par endroits tectonisées (graben Remeți). Dans le Hettangien-Sinémurien de l'est de Pădurea Craiului (secteur Valea Neagră de Criș) Diaconu et Ionescu (1970) ont mentionné quelques occurrences d'argiles refractaires en couches épaisses de jusqu'à 1 m, mais peu étendues.

Bulgăreanu (1964) — dans un rapport sur les argiles refractaires du graben Remeți — a jugé certaine l'existence, dans le complexe des grès quartzitiques éojurassiques de ce territoire, d'une couche d'argiles refractaires avec une épaisseur moyenne de 0,35 m, couche qui affleure dans la coupe de la vallée du Leșu.

Les quelques forages exécutés par l'IGEX les dernières années (jusqu'en 1970) dans le graben Remeți pour les argiles refractaires, dont un forage est emplacé même dans le bassin de la vallée du Leșu, n'ont pas donné de résultats concluants sur leur existence dans le territoire en question.

Le fait que dans ce territoire le Lias inférieur a des épaisseurs réduites et que sa partie supérieure de la colline Fruntea est constituée de dépôts marins rend vraiment peu prometteuse l'existence dans ce territoire de quelques couches d'argiles refractaires correspondant comme nombre et épaisseur à celles de la partie centrale de Pădurea Craiului.

A l'ouest de la région examinée, dans la partie centrale de Pădurea Craiului, ces intercalations d'argiles refractaires (Patrulius et al., 1971) arrivent jusqu'à des épaisseurs de l'ordre du mètre et plus grandes et apparaissent sous forme de lentilles (Patrulius, 1971 ; M. Diaconu, S. Ionescu, 1966) [14].

b) *Sinémurien supérieur-Carixien*

Les dépôts appartenant à cet intervalle stratigraphique sont constitués en majeure partie de calcaires à *Gryphaea* spp. gris foncé, spathiques, en couches de 20—30—60 cm ou même en bancs plus épais. La couleur d'altération est blanchâtre ou jaune orange. Dans le secteur Bratca-Lorău quelques-uns de ces calcaires renferment de fréquents foraminifères (Milliolides et Textulariides).

[14] Arch. IGG, Bucarest.

Institutul Geologic al României

Dans le secteur situé au nord du Criș, dans les lambeaux d'Eojurassique séparés dans le bassin de la vallée Valea Neagră et dans le sommet Sterpinoasa, sur les grès quartzitiques du Hettangien-Sinémurien inférieur, se développent des calcaires gréseux, spathiques, gris foncé, en cassure de vague nuance bleuâtre, à altération olive-rouille, en couches à épaisseurs métriques avec séparation en dalles. Quelques-uns de ces calcaires ont une grande teneur en quartz. Il y a même des intercalations locales de grès quartzitiques rouge-violacé épaisses de 25 cm — 1 m, alternant avec des argiles sablonneuses rougeâtres. Dans les calcaires gris on a rencontré beaucoup d'exemplaires de *Gryphaea* sp.

Au sud du Criș, dans le secteur situé à l'est de la vallée du Boiu, dans la colline Grohoților, il y a une seule apparition (la plus orientale) d'extension bien réduite, de calcaires spathiques gris-noirâtre d'altération jaune-rouille, renfermant des brachiopodes. Ils trahissent les caractères pétrographiques des calcaires attribués au Carixien. Ces calcaires se disposent sur les grès quartzitiques de l'horizon basal de l'Eojurassique.

Dans la région de Remeți les grès quartzitiques du Hettangien-Sinémurien inférieur sont surmontés par une suite de calcaires gréseux spathiques, gris-noirâtre en cassure, d'altération olive-rouille, en couches épaisses de 10—50 cm alternant avec des marnes ou des marnocalcaires, ou en bancs massifs.

Dans la composition de certains de ces calcaires, le quartz est présent dans un pourcentage élevé. A la partie inférieure de la succession (vallée Bisericii, colline Fruntea) apparaissent même des intercalations lenticulaires de grès quartzitiques gris à épaisseurs de jusqu'à 10 cm (fig. 6).

Dans la colline Fruntea, à la base de ce complexe apparaissent aussi des grès quartzitiques à ciment calcaire. Les calcaires spathiques du type de ceux décrits abritent maints exemplaires de *Gryphaea* sp., d'ammonites, de bélemnites et de brachyopodes.

Dans la partie centrale de Pădurea Craiului le complexe des calcaires spathiques à *Gryphaea* a été attribué par P a t r u l i u s au Sinémurien supérieur (?)-Carixien. Cet auteur distingue dans ce complexe trois zones paléontologiques à brachyopodes.

Les recherches faites par nous dans le territoire du graben Remeți ont mis en évidence l'existence du Carixien dans cette suite des calcaires à épaisseurs entre 4 et 40 m (figures 5 et 6), à l'aide d'arguments paléontologiques.

En ce qui concerne les precisions visant le Carixien, il faut remarquer que dans le bassin de la vallée Bisericii a été mise en évidence (P o p a, rapport, 1969) la présence de la zone à *Davoei* à partir d'une espèce d'*Androgynoceras* (ex gr. *A. hybridiforme* S p a t h) et de la zone à *Ibex* (?) sur la base d'une association d'espèces de *Gryphaea* (*G. mccullochii mccullochii*, J. de C. S o w.) (pl. VII, fig. 1, pl. VIII, fig. 4) et *G.* sp. ex gr. *G. gigantea* (S o w.) (pl. VII, fig. 2). La dernière de ces espèces apparait dans la zone à *Ibex*, et la prémière persiste jusque dans la zone à *Ibex* y comprise. Ces deux zones (Ibex et Davoei)

Institutul Geologic al României

indiquent la présence du Carixien moyen et supérieur. La zone à *Jamesoni* (Carixien inférieur) a été contourée en fonction des exemplaires de *Uptonia* sp. ex gr. *jamesoni* (S o w.) provenant des séquences de calcaires sablonneux développés dans le versant occidental de la vallée du Boiu (pl. X, fig. 1).

On a obtenu des données plus significatives sur l'existence de la zone à *Ibex* dans ce complexe à l'occasion des recherches effectuées pendant la campagne 1969 dans un secteur sud-occidental du graben Remeţi (le bassin de la vallée du Leşu). Ici, sur un affluent méridional de la vallée du Leşu (F_1, la carte) dans une petite occurrence de calcaires spathiques gris, du type de ceux décrits en haut, nous avons récolté d'un intervalle stratigraphique de 1 mètre plusieurs exemplaires d'ammonites (pl. IX) appartenant à l'espèce *Beaniceras luridum* (S i m p s), espèce cantonnée strictement à la partie supérieure de la zone à *Ibex* (Carixien moyen). En association avec les ammonites, dans le même point fossilifère apparaissent des brachyopodes (*Zeilleria* spp. ex gr. *Z. subnumismalis* D a v. et ex gr. *Z. cornuta* J. d e C. S o w.), des bélemnites et des gastéropodes. Les dépôts carixiens qui logent cette association sont en rapports tectoniques avec les grès quartzitiques (Hettangien-Sinémurien inférieur) situés immédiatement au nord-ouest. Sur les calcaires abritant l'association à *Beaniceras luridum* (S i m p.) suit sur encore 10 mètres une succession normale de calcaires du même type, surmontée par des calcaires fins à accidents siliceux (Domérien).

Dans la colline Fruntea (fig. 6), dans les calcaires de l'intervalle Sinémurien supérieur-Carixien on a rencontré des exemplaires de *Gryphaea* sp. ex gr. *G. gigantea* S o w., *Zeilleria* sp., Rhynchonellidae et de bélemnites.

Dans le versant occidental de la vallée du Boiu, du même intervalle stratigraphique, nous avons récolté des exemplaires de *Gryphaea mccullochii mccullochii* J. d e C. S o w. et *G. gigantea* S o w.

c) *Domérien*

Dans la région étudiée le Domérien est représenté par une suite de calcaires fins, gris, à accidents siliceux du type des cherts, en alternance avec des marnes sombres. Dans la partie centrale de Pădurea Craiului les calcaires à accidents siliceux de cette succession ont été séparés par P a t r u l i u s (1965) sous le nom de „couches à cherts" et attribués au Carixien supérieur-Domérien. La faune des couches à cherts développées aux alentours du Vadu (Vadu Crişului) a été étudiée par P a t r u l i u s (1965).

Dans le bassin de la vallée du Boiu, le Domérien est present par des calcaires gris foncé spathiques, à accidents siliceux. Les calcaires épais de 20—25 cm alternent avec des marnes compacts jusqu'à des marnocalcaires gris foncé à bélemnites, brachyopodes, entroques, radioles d'échinides. Dans le complexe des calcaires à accidents siliceux il y a quelques intercalations de calcaires gris, faiblement marneux,

Institutul Geologic al României

glauconitiques. Il y a également quelques apparitions locales de calcaires oolithiques sablonneux à fréquentes radioles d'échinides.

Parmi les spécimens de fossiles collectés par nous dans le secteur Bratca des dépôts existant dans l'intervalle stratigraphique du Domérien (pl. IV, fig. 1), nous avons remarqué la présence de l'espèce *Phylloceras frondosum* (Reynes) de la famille Phylloceratidae, provenant des calcaires glauconitiques à accidents siliceux développés dans le versant gauche de la vallée du Boiu (F_8, pl. I). Jusqu'à présent, on a signalé un seul représentant de la superfamille Phylloceratacеae sur le territoire de Pădurea Craiului. Il s'agit de l'espèce *„Rhacophyllites" lariensis* Meneghini [dénomination révisée = *Meneghiniceras lariense* (Meneghini) R. C. Moore, L. 192] de la famille Juraphyllitidae, mentionné par Kräutner (1939).

Dans le bassin de la vallée Valea Neagră, à l'ouest de Coasta Rea, sur les calcaires carixiens à *Gryphaea* et localement directement sur les dolomies anisiennes, se développent des brèches calcaires, calcaires marneux gris ou rouges, à accidents siliceux, d'altération jaune-rouille, en couches épaisses de jusqu'à 1 m, à brachiopodes et bélemnites. Diaconu (1966) a récolté de ces calcaires des exemplaires d'*Amaltheus margaritatus* (Montf.) et *Pleuroceras spinatum* (Brug.), qui indiquent l'âge domérien de ces dépôts. Sur les calcaires à accidents siliceux du secteur Coasta Rea se développent des calcaires et des marnocalcaires à ammonites toarciens, que nous avons récemment signalés.

A remarquer le caractère transgressif du Domérien, qui en certaines coupes de la région de la vallée Valea Neagră de Criș se dispose directement sur les dolomies supérieures triasiques (pl. III, colonne du bassin de Borod).

Dans le secteur Remeți, sur les calcaires du type de ceux attribués au Carixien, suit une succession de calcaires plus fins, gris, en couches épaisses de 10—20 cm, à accidents siliceux, alternant avec des marnes grises. Toute cette suite de calcaires, épaisse de 30—40 m, représente le Domérien. Localement, à la base de cette succession (vallée du Leșu) ou plus en haut au point de vue stratigraphique, à différents niveaux (vallée du Zimbru) apparaissent des calcaires spathiques, parfois diaclasés, en couches épaisses de jusqu'à 1 m. Sur la coupe de la vallée du Zimbru, dans ces calcaires apparaissent des accidents siliceux lenticulaires, à épaisseurs de jusqu'à 30—40 cm.

Dans le graben Remeți les dépôts domériens sont mieux développés dans le bassin de la vallée Bisericii, dans la colline Fruntea et sur le cours supérieur de la vallée du Leșu.

Kräutner (1939) a mentionné, après Thalmann, la présence des espèces *Amaltheus margaritatus* (Montf.) et *„Amaltheus" spinatus* Brug. (dénomination révisée = *Pleuroceras spinatum* Brug.) dans le Domérien de la colline Fruntea. On a retrouvé ces espèces dans la même coupe (Pauliuc, 1958).

A l'occasion d'une excursion en terrain (1969) nous avons identifié (pl. IX, fig. 5, 6) la présence de l'espèce *Pleuroceras solare*

Institutul Geologic al României

(Phillips) dans le complexe des calcaires à accidents siliceux du Domérien (F_2, pl. I) développé dans le bassin de la vallée du Leşu. Cette espèce indique la zone à *Spinatum*.

d) *Toarcien*

Sur le territoire de Pădurea Craiului, le Jurassique inférieur finit par un complexe de marnes, marnocalcaires et calcaires marneux gris-noirâtre attribués par les chercheurs antérieurs, à partir d'une faune d'ammonites, au Toarcien.

Dans la région examinée, à l'est de Pădurea Craiului, le Toarcien se présente bien développé dans le secteur Bratca et dans le graben Remeți. Récemment nous l'avons signalé à l'est du bassin Borod aussi.

Dans le versant gauche de la vallée du Boiu (secteur Bratca) sur les calcaires à accidents siliceux du Domérien se développent, sur un intervalle stratigraphique de 7 m, des marnes cendrées à rares intercalations de calcaires et de marnocalcaires, dont certaines lenticulaires. De ce dépôt nous avons récolté plusieurs exemplaires d'ammonites indiquant la présence des zones à *Tenuicostatum*, à *Falcifer* et à *Bifrons* (fig. 8 et pl. IV, V).

La zone à *Tenuicostatum* a été mise en évidence à partir de la suivante association : *Dactylioceras tenuicostatum* (Young et Bird), *Dactylioceras* cf. *helianthoides* Yokoyama, *Dactylioceras* aff. *semicelatum* (Simp.). Nous avons récemment identifié la même association dans le Toarcien inférieur des Carpathes Orientales (Cristian) aussi.

Un spécimen (pl. IV) appartenant à l'espèce *Nodicoeloceras crassoidea* (Simpson) prélevé de la même coupe (fig. 8) de la succession marneuse indique la zone à *Falcifer* [15], la sous-zone à *Exaratum*.

La zone à *Bifrons* a été déjà signalée par Patrulius (1965) dans le même secteur, à partir de l'espèce *Hildoceras semipolitum* Buckman, retrouvée par nous à l'occasion des recherches de 1967 (pl. IV, fig. 6). Dans la même coupe (versant gauche de la vallée du Boiu) dans l'association qui indique la zone à *Bifrons* apparait également l'espèce *Catacoeloceras broilii* (Mitzopoulos).

Dans les coupes examinées du secteur Bratca (versant gauche de la vallée du Boiu) sur les dépôts marneux renfermant la faune mentionnée se développent en continuité de sédimentation des marnes du même type, qui passent vers la partie supérieure à des calcaires marneux et sous-marneux gris foncé-bleuâtre, d'altération blanchâtre ou jaune-rouille et à des silthites marneuses. Certains calcaires se disposent en bancs de 50 cm, les autres plus sablonneux s'étalent en plaques à surfaces irrégulières. Dans l'une des couches étudiées du secteur Bratca à 10 cm au point de vue stratigraphique sur le niveau à *Cata-*

[15] Zone Falcifer sensu Dean, Donovan, Howarth = zone Serpentinus d'après le schéma biostratigraphique présenté par J. Gabilly, S. Elmi, J. Mattei, R. Mouterde en : Les zones du Jurassique en France (R. Mouterde et al., 1971).

Institutul Geologic al României

coeloceras broilii Mitzopoulos, de la zone à *Bifrons*, apparaissent des ammonites de la zone à *Variabilis*, notamment : *Brodieia* sp. aff. *clausum* Merla et *Brodieia* sp. indet.

A 5 m sur le niveau à *Brodieia* des premières apparitions de calcaires marneux et sablonneux (fig. 8) on a récolté une riche faune,



Fig. 8. — Le Toarcien du versant ouest de la vallée du Boiu.

1, calcaires á accidents siliceux ; 2, calcaires sablonneux ; 3, calcaires marneux ; 4, marnes.

dont on a déterminé la suivante association : *Polyplectus discoides* (Zieten), *Hammatoceras* sp., *Phymatoceras* sp., *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle) (pl. V, XII, XIII), *P.* cf. *seamanni* (Dum.), *P. quadratum* Quenst. Cette association indique la zone à *Thouarsense* (sensu Dean, Donovan, Howarth, 1961) du Toarcien supérieur. D'après le nouveau schéma biostratigraphique établi par Gabilly, Elmi, Mattei et Mouterde (fide Mouterde et al., 1971) pour le Toar-

Institutul Geologic al României

cien développé sur le territoire de la France, l'association mentionnée indiquerait en plus des éléments de la zone à *Insigne*.

D'ailleurs, dans la même coupe sur les niveaux avec la faune mentionnée, dans un intervalle stratigraphique d'environ 10 m, apparaissent aussi vers la partie supérieure de rares spécimens de *Pseudogrammoceras* aff. *fallaciosum* (B a y l e), de sorte que les éléments de la zone à *Insigne* s'étendraissent jusqu'à ce niveau. Sur ce niveau, dans la même coupe, à 5 m plus en haut on a découvert des fragments de Grammoceratinae indéterminables. Il est possible de placer dans cet intervalle stratigraphique la zone à *Pseudoradiosa* et la zone à *Aalensis* (sensu G a b i l l y et al. in M o u t e r d e et al., 1971) de la partie supérieure du Toarcien. Nous avons identifié des représentants de ces deux dernières zones dans le bassin de Borod. Ici, dans un intervalle stratigraphique d'environ 1 m, dans des calcaires gris et des marnocalcaires faiblement siltheux, apparaissent des représentants de trois zones condensées : la zone à *Insigne*, la zone à *Pseudoradiosa* et la zone à *Aalensis* [*Pseudogrammoceras fallaciosum* (B a y l e), *Dumortieria* sp. et *Pleydellia* (?) sp.] (pl. XI).

On a trouvé des ammonites du Toarcien supérieur — des zones supérieures à la zone à *Insigne* — au sud de Pădurea Craiului dans le secteur Roşia (communication verbale, P a t r u l i u s).

Dans le graben Remeţi, le Toarcien est présent par des calcaires gris-bleuâtre d'altération rouilleuse et par des marnes siltheuses grises tâchetées de jaune, à facettes finement micacées, satinées.

L'épaisseur des dépôts toarciens développés sur ce territoire varie entre 20—50 m.

Dans le versant droit de la vallée Bisericii le Toarcien apparait dans l'axe d'un synclinal fracturé (le synclinal Porumbreu). Nous y avons mis en évidence (fig. 5) les suivantes zones d'ammonites : la zone à *Tenuicostatum* (en vertu de l'espèce *Dactylioceras* sp., aff. *D. acanthus* d'O r b.) ; la zone à *Serpentinus* (?) [*Harpoceras falcifer* (S o w.) ; *Dactylioceras* sp. ex gr. *D. commune* S o w.] ; la zone à *Bifrons* [*Hildoceras sublevisoni* F u c i n i (pl. V), *Hildoceras bifrons* (B r u g u i è r e), *Hildoceras* cf. *semipolitum* B u c k m a n, *Zugodactylites* aff. *braunianus* (d'O r b.)] ; la zone à *Insigne* [*Pseudogrammoceras fallaciosum* (B a y l e)].

L'association mentionnée qui indique la zone à *Bifrons* (condensée dans le cas présenté) du Toarcien moyen (sensu E l m i et al., 1967) provient d'un intervalle stratigraphique de 0,20 m.

On remarque que l'espèce *Hildoceras sublevisoni* F u c i n i a été rencontrée en certaines régions de l'Ouest de l'Europe (voir le tableau E l m i, 1967, fig. 46) et à la partie supérieure de la zone à *Serpentinus* aussi. Compte tenu de ce fait, la possibilité d'une condensation stratigraphique plus accusée dans le cas présenté de Remeţi n'est guère exclue.

Dans les niveaux inférieurs à ceux d'où provient la faune indiquant la zone à *Bifrons* on a mis en évidence dans la même coupe des ammonites de la zone à *Tenuicostatum*. L'absence des affleurements

Institutul Geologic al României

continuels nous n'a pas permis jusqu'à présent d'établir une colonne stratigraphique complète du Toarcien de cette coupe.

Il faut mentionner que dans la même coupe on a récolté, de l'intervalle du Toarcien moyen, un exemplaire (pl. VI) de *Polyplectus apenninicus* (H a a s). Cette espèce est fréquemment rencontrée dans le Toarcien du domaine méditerranéen (G é c z y, 1967 ; P i n n a, 1968) et moins souvent dans l'Europe du Nord-Ouest (B u c k m a n, 1890).

Le Toarcien supérieur est bien représenté dans le graben Remeți. A l'ouest de la localité Remeți, dans la colline Fruntea, le Toarcien supérieur est constitué de calcaires gris-bleuâtre à altération couleur de rouille. P a u l i u c (1958) signale la présence de l'espèce „*Grammoceras radians*" R e i n. dans les dépôts toarciens de la colline Fruntea. Récemment (1969), à l'occasion des recherches en terrain effectuées par nous, on a récolté de ces dépôts développés dans la colline Fruntea, une faune d'ammonites qui indique la zone à *Thouarsense* (fig. 5). On a identifié dans ce matériel : *Grammoceras* cf. *doerntense* (D e n c k m a n n) et *Grammoceras* sp. ex gr. *G. thouarsense* (d'O r b i g n y).

Dans le synclinal Porumbreu la présence du Toarcien supérieur a été mise en évidence à partir de plusieurs spécimens de *Pseudogrammoceras* sp. ex gr. *P. fallaciosum* (B a y l e) prélevés du versant droit de la vallée Bisericii (F_6).

Les dépôts toarciens du même type que ceux du versant droit de la vallée Bisericii ont été rencontrés aussi dans le secteur méridional du synclinal Porumbreu, dans le versant gauche de la même vallée.

On a trouvé récemment dans les dépôts du Toarcien supérieur développés dans le bassin de la vallée du Leșu un exemplaire de *Pseudogrammoceras* sp.

2. **Jurassique moyen et supérieur**

Dans le territoire étudié on rencontre des dépôts, bien développés, du Jurassique moyen et supérieur, dans le versant gauche de la vallée du Boiu, dans le bassin de la vallée Bisericii, dans la colline Fruntea et aussi plus à l'ouest dans la coupe de la vallée Iadului et des quelques-uns de ses affluents (les vallées Izvorului, Sterpinoasei, Sălătrucului et Leșului).

Les terrains du Jurassique moyen présentent sur tout le territoire de l'Autochtone de Bihor des variations de faciès qui rendent particulièrement difficile la corrélation des différents coupes dans ce territoire.

Le Jurassique moyen de ce territoire se remarque, ainsi que le reste des monts Pădurea Craiului, par sa condensation stratigraphique, avec des discontinuités à la base du Bajocien et du Callovien moyen. Dans cet intervalle stratigraphique on rencontre les suivants types lithologiques : marnes grises tâchetées (type Fleckenmergel, fide P a t r u l i u s), calcaires marneux noirs ou jaunâtres, calcaires oolithiques parfois spathiques gris ou rougeâtres, quelques-uns glauconitiques, grès.

Dans les parties centrale et occidentale de Pădurea Craiului on a obtenu jusqu'à présent pour cet intervalle les plus complètes données

Institutul Geologic al României

biostratigraphiques (Patrulius, in Patrulius et al., 1968 et Patrulius et al., 1972).

A l'est de Pădurea Craiului, dans le territoire en discussion, on rencontre des dépôts bien développés du Jurassique moyen dans le bassin de la vallée du Boiu (secteur Bratca), dans le bassin de la vallée Bisericii, dans la colline Fruntea ainsi qu'à l'ouest dans la coupe de la vallée Iadului et de certains de ses affluents.

Le Jurassique supérieur est bien représenté dans le versant gauche de la vallée du Boiu et dans le graben Remeți. Dans l'intervalle Oxfordien-Tithonique inférieur de ce dernier se développent des calcaires type Vadu et Farcu, et dans le Tithonique — des calcaires type Cornet (fig. 9). Nous en reviendrons avec des détailes dans les chapitres suivants.

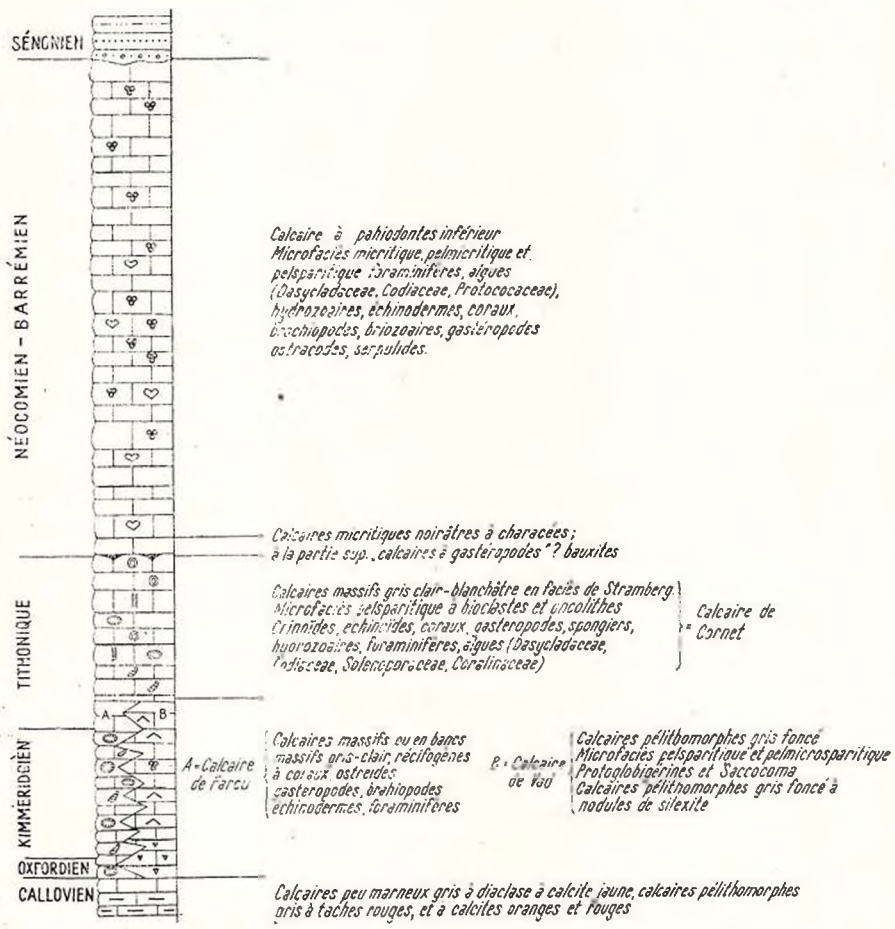


Fig. 9. — Colonne stratigraphique du Jurassique supérieur et du Néocomien-Barrémien du graben Remeți.

Institutul Geologic al României

a) *Aalénien*

La succession des dépôts aaléniens de Pădurea Craiului de l'ouest comporte (d'après Patrulius, in Patrulius et al., 1963) les suivants termes :

Aalénien inférieur : marnes et calcaires noirâtres à *Leioceras comptum* (Rein) et *Hammatoceras subinsigne* (Oppel) ; 1—2 m d'épaisseur ;

Aalénien supérieur : calcaires noirs et jaunes („Fleckenmergel") à *Ludwigia murchisonae* (J. Sow.) et *Graphoceras* spp. ; 1—3 m d'épaisseur.

Récemment (Patrulius, 1972 in Patrulius et al., 1972), a été publiée la suivante liste de faune pour l'intervalle Aalénien, de l'autochtone de Bihor-Pădurea Craiului : *Leioceras* sp., *Tmetoceras scissum, L. (Cypholioceras) comptum, Ludwigia* sp., *Brasilia* sp., *Graphoceras sp.* D'après le schéma de la succession des zones établi récemment pour l'Aalénien (Mouterde et al., 1971) il est confirmé — sur la base de la liste mentionnée — que dans les monts Pădurea Craiului de l'ouest sont présentes les zones à *Opalinum,* à *Murchisonae* et à *Concavum,* mises en évidence dès 1970 (Patrulius, in Patrulius et Popa, 1970).

La présence de l'espèce *Ludwigia murchisonae* a été signalée depuis l'année 1898 par Hoffmann (fide Kräutner, 1939) dans le secteur Bratca, à l'est de Pădurea Craiului.

Kräutner (1939) admet, sur des critères lithologiques, la présence de l'Aalénien dans la région de Remeți, mais sur la carte publiée dans la même étude (1939) l'Aalénien est inclu au Lias, représenté en totalité. Assez récemment (Popa, 1959)[16] a été prouvée, sur des critères paléontologiques, en partant d'une association qui contient *Ludwigia* cf. *murchisonae* (Sow.), *L. subtuberculata* Rieber et *L.* aff. *tuberata* (Buckman) (pl. VIII, fig. 1—3 ; pl. XIII, fig. 4, pl. XIV, fig. 1, 2), la présence de l'Aalénien supérieur dans la région de Remeți. Cette faune a été récoltée de deux points fossilifères situé l'un dans le versant droit de la vallée Bisericii (F_4) et l'autre dans la colline Fruntea (F_7).

Les dépôts aaléniens qui renferment la faune mentionnée sont faits de calcaires marneux, localement subnoduleux, gris, à stratification évidente. Dans le versant gauche de la vallée du Leșu on a trouvé des exemplaires de *Ludwigia* sp., dans le même type de dépôts. Dans cette coupe l'Aalénien se développe sur une épaisseur d'environ 8 m.

b) *Bajocien-Callovien inférieur*

Sur le territoire considéré de Pădurea Craiului de l'est ont été rencontrés des dépôts de cet intervalle stratigraphique dans le versant gauche de la vallée du Boiu et aussi plus au sud (le graben Remeți),

[16] Arch. IGG, Bucarest.

Institutul Geologic al României

dans la colline Fruntea et dans les coupes des vallées : Bisericii, Leşului, Daica (Mare) et Iadului. Les roches les plus caractéristiques rencontrées dans l'intervalle Bajocien-Callovien inférieur sont : calcaires oolithiques et pseudo-oolithiques, micritiques et sparitiques, calcaires faiblement sablonneux localement oolithiques et spathiques gris-noirâtre à *Entolium*, calcaires marno-sablonneux. Ce sont surtout les calcaires pseudo-oolithiques et biodétritiques qui surmontent les calcaires à *Entolium* qui renferment. outre les entroques et les radioles d'échinodermes, de nombreux fragments de bryozoaires, brachyopodes et foraminifères, ainsi que d'algues Protococaceae *(Globochaete)*.

Dans la colline Fruntea les dépôts de l'intervalle Bajocien-Callovien inférieur se développent sur une épaisseur de 20 m. On remarque dans la succession de ces dépôts dans la coupe de la colline Fruntea l'existence de deux intercalations de calcaires oolithiques : l'une épaisse de 3 m, disposée à la base même de la succession, au-dessous des calcaires gris-noirâtre à *Entolium* qui ont 5 m d'épaisseur, et la deuxième surmontant les calcaires à *Entolium*, développée sur une épaisseur d'environ 8 m. Cette dernière renferme des ammonites de la famille Tulitidae (pl. XI, fig. 1) qui appartiennent probablement au Bathonien.

Dans le versant droit de la vallée Bisericii, notamment dans la colline Porumbreu, dans l'intervalle Bajocien-Callovien inférieur, se développe, en base une suite de plus de 20 m de calcaires oolithiques et pseudo-oolithiques, sparitiques et micritiques à entroques et radioles d'échinodermes. Ces calcaires sont en rapports tectoniques avec les dépôts aaléniens du soubassement.

Par-dessus la suite des calcaires décrits, qui semble appartenir au Bajocien, suivent des calcaires sablonneux gris-noirâtre à *Entolium*, développés sur une épaisseur de 3 m. Dans le versant gauche de la vallée du Boiu, les calcaires à *Entolium* contiennent aussi de la glauconite. Les calcaires à *Entolium* spp. développés dans la partie centrale de Pădurea Craiului ont été attribués par Patrulius (Patrulius et al,, 1968) au Bajocien moyen-Bathonien.

Dans la coupe de la colline Porumbreu, sur les calcaires à *Entolium* s'installe une suite de calcaires marneux et siltheux gris-noirâtre et rose-violacé en altération, en bancs de jusqu'à 1 m, localement schisteux et qui se développent sur une épaisseur de 10 m. Nous y avons récolté des bélemnites et une ammonite indéterminable. Les calcaires marneux de cette succession sont comparables à ceux à *Bositra buchi* (Roemer) des Carpathes Orientales, développés — d'après Patrulius — dans l'intervalle Bathonien-Callovien inférieur (Patrulius et al., 1968 ; Patrulius et al.. 1972).

La présence du Callovien dans la région de Remeţi a été signalée par Hoffmann dès l'année 1898 (in Kräutner, 1939). Cet auteur a identifié la présence de l'espèce *Macrocephalites macrocephalus* (Schloth.) dans une suite de calcaires spathiques de couleur brun-violacé, développés sur 20—30 m (Pauliuc, 1958). Sur le même terri-

Institutul Geologic al României

toire, Kräutner (1939) a séparé — sur une carte à l'échelle 1 : 75 000 — des dépôts calloviens dans la colline Fruntea et le synclinal Porumbreu.

Dans le périmètre étudié nous avons rencontré, dans le versant gauche de la vallée du Leşu, des calcaires du type mentionné (Callovien) par les auteurs.

Dans le versant gauche de la vallée du Boiu, vers la partie supérieure de la suite des calcaires développés dans l'intervalle Bajocien-Callovien inférieur, apparaissent aussi des calcaires subnoduleux rouges, avec une épaisseur submétrique. Ces derniers seraient comparables aux calcaires subnoduleux rougeâtres à ammonites de Vadul Crişului, attribués par les chercheurs antérieurs au Bathonien supérieur-Callovien inférieur. La faune de Vadul Crişului provenant de cet intervalle stratigraphique est l'une des plus riches de l'Europe. Cette faune a été signalée pour la première fois par Szontagh (1901—1917 in Patrulius et al., 1968). Les Périsphinctides, très nombreuses, ont été sommairement inventariées par Loczy junior (1915, in Patrulius et al., 1968).

Une étude systématique de la faune d'ammonites de Vadu a été effectuée par Patrulius depuis 1955, des résultats intéressants d'ordre stratigraphique étant obtenus. En plusieurs publications récentes (Patrulius et al., 1970 ; Patrulius et al., 1972) sont inscrits également de manière synthétique les résultats obtenus par l'auteur mentionné. A retenir que l'épaisseur du banc à ammonites de l'intervalle Bathonien supérieur-Callovien inférieur de Vadul Crişului ne dépasse pas 40 cm.

c) *Callovien moyen-Tithonique*

Dans la région discutée, ainsi que dans les autres zones du territoire de Pădurea Craiului, sur l'intervalle Callovien moyen-Tithonique sont développés des calcaires massifs et stratifiés, partiellement à accidents siliceux. Particulièrement vers la partie supérieure de l'intervalle, on trouve des apparitions locales de calcaires récifaux. Les dépôts développés sur l'intervalle Callovien moyen-Tithonique ont, à l'est de Pădurea Craiului, une épaisseur de 150—200 m.

En plusieurs coupes du versant gauche de la vallée du Boiu, à la base de la suite attribuée au Callovien moyen-Tithonique, sur un intervalle stratigraphique de 3 m, se développent des calcaires en bancs métriques, finement granulaires, faiblement marneux, gris-jaunâtre et aussi des calcaires gris foncé, à veines de calcite jaune ou des calcaires en bancs de 0,5—2 m, subnoduleux, faiblement marneux, gris à veines de calcite jaune et des calcaires pélitomorphes gris clair tâchetés de rouge, à veines de calcite orange et rouge (le versant gauche de la vallée du Boiu à l'embouchure, ainsi que dans la colline Fruntea-Remeţi).

Les roches décrites sont parfaitement comparables à celles développées dans l'intervalle Callovien moyen-supérieur de la partie septen-

Institutul Geologic al României

trionale de Pădurea Craiului, où l'on a trouvé également d'ammonites. Des espèces mentionnés par Patrulius, (voir Patrulius, Bleahu, **1968**; Patrulius, Popa, 1970; Patrulius, Popescu, Popa, 1972) du Callovien développé sur le territoire de Pădurea Craiului du nord, citons *Reinekeia anceps* (Rein.), fossile de zone pour le Callovien moyen.

Les calcaires mentionnés à *Reinekeia anceps* sont, d'après Patrulius (Patrulius, Istocescu, 1967) bien semblables à ceux renfermant une riche faune du Callovien moyen et supérieur du Sud de l'Hongrie (les collines Villany).

Dans l'hypothèse qu'il y a continuité de sédimentation depuis les dépôts du Callovien moyen jusqu'aux calcaires tithoniques, il est généralement admis par les chercheurs antérieurs que l'Oxfordien est représenté lui-aussi à la partie inférieure de la masse des calcaires néo-jurassiques de Pădurea Craiului. Récemment, Patrulius et Istocescu (1967) ont démontré, à partir d'une faune d'ammonites, que la partie inférieure de la succession des calcaires néojurassiques de Pădurea Craiului renferme aussi l'Oxfordien inférieur bien condensé, logé dans le même horizon qui abrite la faune callovienne ci-dessus mentionnée. La faune de l'Oxfordien inférieur inventariée par les auteurs cités (1967) se place au-dessous des calcaires pseudo-oolithiques de l'Oxfordien moyen.

Dans la partie orientale de Pădurea Craiului, l'Oxfordien n'a pas été mis en évidence jusqu'à présent sur des critères faunistiques, mais, vu qu'il y a continuité de sédimentation, on admet dans ce secteur aussi son existence à la base de la suite de calcaires pélitomorphes gris foncé à nodules de silexite, développés sur les calcaires gris tachetés de rouge (Callovien moyen et supérieur). Les calcaires à nodules de silexite mentionnés, bien représentés en certaines coupes de l'est de Pădurea Craiului, particulièrement dans le versant gauche de la vallée du Boiu, Fața Arsă et la colline Fruntea, appartiennent à l'Oxfordien-Kimméridgien.

Vers la partie supérieure de l'intervalle, les nodules de silexite disparaissent, et les calcaires sont caractérisés par un microfaciès pelsparitique et pelmicrosparitique à Protoglobigerines (Fața Arsă) et à fragments de *Saccocoma* (Valea Mare et la colline Fruntea) indiquant le Kimméridgien et éventuellement le Tithonique inférieur.

Les calcaires à nodules de silexite, qui présentent le microfaciès à *Saccocoma* à la partie supérieure, sont comparables à la formation de Vadu (Oxfordien-Tithonique inférieur) décrite au nord de Pădurea Craiului (Patrulius, in Patrulius et al., 1974) [17].

Sur le même intervalle stratigraphique (Oxfordien-? Tithonique inférieur), dans la vallée Sterpinoasa, se développent sur une épaisseur d'environ 100 m des calcaires gris clair, massifs ou en bancs épais, récifogènes, à coraux, ostréides, gastéropodes, brachyopodes, échinoder-

[17] Arch. IGG, Bucarest.

Institutul Geologic al României

mes et foraminifères. Ces calcaires sont pareils aux calcaires corraligènes de Farcu (? Oxfordien-Tithonique inférieur) de la partie centrale de Pădurea Craiului (Patrulius, in Patrulius et al., 1974) (op. cit. pg. 41).

Dans le graben Remeți, autant dans la coupe de la colline Fruntea ainsi que dans celles de Valea Mare et Fața Arsă, sur les calcaires de type Vadu (Oxfordien-? Tithonique inférieur) se développent sur une épaisseur de 60—75 m des calcaires massifs gris clair-blanchâtre qui revêtent un faciès de Stramberg. Les microfaciès dominants de ces calcaires sont représentés par des pelsparites à bioclastes et oncolithes. Outre les débris d'échinoïdes, crinoïdes, rares coraux, gastéropodes, spongiers, hydrozoaires et foraminifères [*Trocholina alpina* (Leupold) et *Trocholina elongata* (Leupold), *Protopeneroplis striata* Weynschenk], ces calcaires renferment bon nombre d'algues Dasycladaceae, Codiaceae et Solenoporaceae *(Macroporella pigmaea* Gümbel, *Cayeuxia moldavica* Frolo, *Solenopora* sp.). Ces calcaires, qui supportent localement la bauxite, appartiennent au Tithonique. Dans la coupe de la vallée du Leșu, sur l'intervalle du Tithonique, se développent sur 75 m d'épaisseur les mêmes calcaires massifs récifogènes contentant de fréquents coraux, hydrozoaires (Milleporidiides : *Shuqraia ?),* gastéropodes *(Nerinea, Ptygmatis),* échinoïdes, crinoïdes, algues Codiaceae *(Cayeuxia curdistanensis* Elliot, *C. moldavica* Frolo), algues Coralinaceae *(Lithophyllum maslovi* Dragastan) et foraminifères (Miliolidae). Le microfaciès dominant de ces calcaires est représenté par des pelsparites et oncolithes en proportions variables. Les calcaires décrits sont parfaitement comparables au „Calcaires de Cornet" (Titnonique) formation connue de la partie centrale de Pădurea Craiului (Patrulius in Patrulius et al., 1974) (op. cit. pg. 41).

En dehors des coupes mentionnées du territoire étudié, on a rencontré aussi des calcaires type Cornet, à développement typique sur la coupe de la vallée Sterpinoasa. Étalés sur environ 100 m, ils renferment des : coraux, échinodermes, gastéropodes, foraminifères, algues Dasycladaceae et Coralinaceae [*Macroporella pigmaea* Gümbel, *M. johnsoni* Dragastan, *Taumatoporella parvovesiculifera* (Reiner)]. Le microfaciès de ces calcaires est représenté par des micrites. A remarquer que dans la coupe de la vallée Sterpinoasa, sur tout l'intervalle Oxfordien-Tithonique, sont présents des calcaires récifogènes, ceux basaux constituant un équivalent des calcaires de Farcu, et ceux de la partie supérieure — un équivalent des calcaires de Cornet (fig. 9).

On a rencontré aussi des calcaires type Cornet de l'intervalle du Tithonique dans la coupe des vallées Izvorului et Cornilor. Dans la vallée Izvorului, sur un intervalle stratigraphique d'environ 40 m, justement sous les bauxites, il y a des calcaires massifs ou en bancs épais, de couleur gris clair, blanc ou rose, récifogènes. Leurs microfaciès sont représentés de pelsparites et pelmicrites, à oncolithes en proportions variables. Ces calcaires contiennent — outre des coraux, des algues Dasycladaceae et Coralinaceae *[Taumatoporella parvovesiculifera* (Rei-

Institutul Geologic al României

ner), *Macroporella pigmaea* Gümbel, *Likanella* ?], des zoospores d'algues (*Globochaete alpina* Lombard), débris d'échinodermes, radiolaires calcitisés, hydrozoaires (?), gastéropodes et foraminifères (Textulariidae).

Dans la vallée Cornilor, les calcaires du Tithonique qui supportent les bauxites présentent les compositions microfaciales similaires et renferment en abondances des crinoïdes, algues (*Actinoporella* ? sp., *Cayeuxia atanasiui* Dragastan) et fréquentes foraminifères (Milliolidae).

Une étude géochimique (S. Bordea et al., 1972) [18] effectuée à l'est de Pădurea Craiului, sur les roches carbonatiques de l'intervalle Trias-Jurassique, a mis en évidence divers types de roches carbonatiques valorifiables dans l'industrie.

C) CRÉTACÉ

Dans la région étudiée, l'intervalle du Crétacé est représenté par : 1) des formations du Néocomien, du Barrémien et éventuellement du Bédoulien — les bauxites, les calcaires à characées, les calcaires à pachyodontes et 2) des formations du Sénonien : conglomérats, grès et calcaires sous faciès de Gosau, ainsi que diverses magmatites appartenant autant au Néocrétacé ainsi qu'au Paléogène.

1. **Néocomien-Barrémien**

a) *Bauxites*

Dans le graben Remeți, ainsi que sur le reste du territoire Pădurea Craiului, sur la surface à relief karstique des calcaires tithoniques se disposent localement (vallée Izvorului, vallée Jadului, colline Fruntea, Fața Arsă etc.) des bauxites ooïdiques rouges et noirâtres, surmontées par des calcaires noirs bitumineux lacustres à characées.

Les gisements de bauxite de ce territoire se présentent en lentilles . leur volume et leur distribution sont conditionnés par le développement du paléokarst (Patrulius, in Patrulius et al., 1974).

En ce qui concerne l'âge des bauxites de Pădurea Craiului, Patrulius (Patrulius et al., 1974) suppose qu'au moins le matériel duquel proviennent les bauxites se serait accumulé dans ce territoire pendant le Néocomien.

Les travaux publiés (Patrulius, 1956 ; Papiu, Mînzatu, 1969 ; Papiu, Mînzatu, Iosof, 1970) ou les rapports (D. Patrulius et al., 1966 [19]) offrent des données diverses sur la composition, la genèse et le mode de gisement des bauxites de Pădurea Craiului.

En ce qui concerne l'origine des bauxites de Pădurea Craiului, nous mentionnons l'un des derniers points de vue avancés par Papiu et collaborateurs sur l'origine cinéritique du matériel alumineux qui a

[18], [19] Arch. IGG, Bucarest.

Institutul Geologic al României

été transféré d'un milieu palustre hyperacide en milieu karstique alcalinisé.

De l'avis des autres auteurs (Patrulius, Patrulius et al., 1974), le matériel-source des bauxites aurait une origine exogène et son transport aurait eu lieu sur voie éolienne, de sorte que dans le territoire de Pădurea Craiului et de tout l'Autochtone de Bihor, là où ils existaient des dépressions du paléokarst, celles-ci aient été colmatées par de la bauxite à composition homogène et sans addition de matériel karstique terrigène.

b) *Calcaire à characeae*

Le calcaire à characeae connu de tout le territoire de Pădurea Craiului se développe sur les bauxites. Rozlozsnik a signalé, dès l'année 1916, la présence des calcaires à characeae au toit des gisements de bauxite de Pădurea Craiului, précisant ainsi la position stratigraphique des bauxites situées à la base du Crétacé. Le calcaire à characeae développé dans la partie orientale de Pădurea Craiului est caractérisé par un microfaciès assez uniforme, micritique, bitumineux et renferme beaucoup de débris de characeae (*Atopochara* sp.), petits gastéropodes et ostracodes, éléments indiquant l'existence d'un milieu de déposition lacustre. L'épaisseur de ce calcaire est assez réduite (1—3 m). Mais, il faut souligner que dans certaines coupes (vallées Izvorului, Cornilor) ce calcaire développé sur une épaisseur de 2—5 m renferme depuis un certain niveau autant de tiges de charofites, ainsi que des milliolides et des fragments d'échinodermes, éléments indiquant un changement de salinité dans le milieu de sédimentation. On a récemment signalé, d'ailleurs, dans la partie centrale de Pădurea Craiului aussi (Patrulius, in Patrulius et al., 1974) la présence des milliolides seulement à quelques dizaines de centimètres au-dessus de la base du calcaire à characeae, ce qui a porté les auteurs à conclure que l'épisode lacustre installé après la déposition des bauxites a été vite remplacé par un autre, saumâtre.

Sur la présence des calcaires micritiques gris à cerithidae et nerineidae naines, qui reposent sur les calcaires à characeae en diverses autres coupes du reste du territoire (Patrulius, 1953) nous n'avons pas encore d'indices certains. Il est possible qu'ils soient représentés dans la coupe de la vallée Izvorului, où, sur les bauxites — sur 5 m d'épaisseur — se développent des calcaires micritiques noirâtres du type de ceux à characeae, mais qui n'ont qu'à la partie inférieure de l'intervalle (sur 2—3 m d'épaisseur) abondance de characeae. Les calcaires de la partie supérieure de l'intervalle renferment de rares tiges de charophitae et aussi ostracodes et foraminifères (Miliolidae). Ces calcaires pourraient constituer un équivalent du „calcaire à gastéropodes" signalé dans la partie centrale de Pădurea Craiului.

Dans les autres coupes du graben Remeți, où les calcaires micritiques noirâtres surmontant les bauxites ne dépassent pas d'épaisseur de 2 m, „le calcaire à gastéropodes" est peut-être représenté à la base

Institutul Geologic al României

de la suite par des calcaires gris clair ou blancs disposés sur les calcaires à characeae.

Patrulius (Patrulius et al., 1974) a établi, sur la base des associations microfloristiques, l'âge néocomien des calcaires à characeae.

c) *Calcaire à pachyodontes*

Sur le „calcaire à gastéropodes" du territoire du graben Remeți se développe une suite de calcaires en bancs de 0,5—1,5 m d'épaisseur, gris clair ou blancs et qui renferment beaucoup de pachyodontes.

Dans la partie centrale de Pădurea Craiului, justement au-dessus du „calcaire à gastéropodes", on a identifié (Patrulius) l'espèce *Requienia minor* Douv., qui indique l'âge barrémien (Patrulius et al., 1974) (op. cit. pg. 41).

La suite de calcaires de la partie centrale de Pădurea Craiului, qui porte en base l'espèce *Requienia minor*, est connue sous le nom de „calcaire inférieure à pachyodontes" (Patrulius, in Patrulius et al., 1974). Dans le même secteur, cette formation à épaisseurs entre 50—350 m supporte les „couches d'Ecleja" (Bédoulien) développées sur une épaisseur de jusqu'à 700 m et sur lesquelles se développent d'autres niveaux de calcaires à pachyodontes.

Il faut préciser que dans le graben Remeți est présent seulement „le calcaire inférieur à pachyodontes", qui atteint l'épaisseur maximale de 300 m (Fața Arsă). Les variations d'épaisseur du „calcaire inférieur à pachyodontes" dans ce territoire sont dues surtout à la tectonique. Les données existantes à l'heure actuelle ne nous encouragent pas à préciser (Patrulius, in Patrulius et al., 1974) si la partie terminale du „calcaire inférieur à pachyodontes" appartient toujours au Barrémien ou représente la base du Bédoulien.

Le calcaire à pachyodontes du territoire du graben Remeți est caractérisé par un microfaciès assez uniforme, micritique, pelmicritique et pelsparitique. Localement on rencontre des microfaciès oncomicritiques et oosparitiques à intramicrites, ainsi que des microfaciès biopelsparitiques à intraclastes.

On remarque parmi les débris organiques la grande fréquence des foraminifères : Milliolidae, Textulariidae, Nodosariidae (*Lenticulina* sp.), Ammodiscidae (*Glomospira* sp.), Involutinidae (*Trocholina lenticularia* Hendson, *T. friburgensis* Guillaume et Reichel, *T. molesta* Gorbatschick). Lituolidae (*Pseudocyclammina* sp., *Ammobaculites*), Barkerinidae (*Barkerina* sp.), Orbitolinidae (*Dictyoconus* ?). On remarque également la grande abondance en algues : Dasycladaceae [*Salpingoporella dinarica* Radoicic, *S. turgida* Radoicic, *S. muehlenbergi* (Lorenz), *S. melitae* Radoicic, *S. carpathica* Dragastan, *S. genevensis* (Conrad), *Likanella danilovae* Radoicic, *Macroporella verticilata* Sokac et Nickler, *Clypeina solkani* Conrad et Radoicic, *Acicularia* sp.] et Codiaceae (*Cayeuxia moldavica* Frolo, *C. curdistanensis* Elliott, *C. atanasiui* Dragastan,

Institutul Geologic al României

Boueina hochstetteri Toula, *Lithocodium agregatum* Elliott, *Arabicodium* ? sp.) et Protococaceae (*Globochaete* sp.) ainsi que des hydrozoaires [*Chetetopsis rumanus* (Simionescu), *Cladocoropsis cretacica* Turnsek, *Actinostromaria* ? sp.].

Outre les pachyodontes, très nombreux, on remarque aussi la présence des autres lamméllibranches, ainsi que des débris d'échinodermes (crinoïdes et échinoïdes), coraux, brachiopodes, bryozoaires, gastéropodes, ostracodes, serpulides et le problématique *Cadosina* sp.

2. Sénonien

Le Sénonien sous faciès de Gosau des Apuseni du Nord représante la couverture néocrétacée de l'Autochtone de Bihor et des nappes de Codru.

Dans le territoire étudié (Est Pădurea Craiului) les dépôts sénonienes occupent des zones restreintes. Ils ont été rencontrés sur le territoire du graben Remeți, ainsi que dans la dépression Borod, représentés par des conglomérates, grès, silthites marneuses et argileuses et calcaires récifaux.

D'après Kräutner (1938), la succession des dépôts du Crétacé supérieur du graben Remeți et de la région de Valea Neagră (Borod) se développe dans l'intervalle Turonien-Sénonien.

Pauliuc (1958) considère que dans la succession des dépôts du Crétacé supérieur du graben Remeți le Cénomanien est présent lui-aussi. De la même succession Pauliuc (1958) cite la présence de l'espèce *Inoceramus labiatus* Schloth, caractéristique du Turonien, récoltée des marnes sablonneuses au sud de Frîntura Botii. Le même auteur remarque la présence de l'espèce *Hippurites nabresinensis* Futterer, en calcaires récifaux sénoniens de la vallée du Leșu.

Dans les travaux plus récents (1960, 1969) ainsi que dans sa thèse de doctorat, Denisa Lupu présente les résultats de ses études sur la faune sénonienne des rudistes du graben Remeți et de la dépression Borod. L'auteur conclut que les terrains crétacé-supérieurs des régions Remeți et Borod appartiennent exclusivement au Sénonien.

A l'occasion de nos recherches dans le graben Remeți ont été séparés sur la carte des dépôts sénoniens dans le secteur Fața Arsă, dans le bassin de la vallée du Leșu et dans la vallée du Sohodol.

Les dépôts sénoniens du secteur Fața Arsă ont été étudiés dans la coupe Valea Mare et dans les coupes des vallées Cornilor et Dobșorului (deux affluents du versant gauche de la vallée Iadului emplacés entre les vallées Botei et Valea Mare). Dans ce secteur, le Sénonien est représenté par des : calcaires gréseux à rudistes, grès gris d'épaisseur variable depuis 5 cm jusqu'à 1 mètre, à facettes faiblement micacées, présentant des traces charbonneuses, silthites contenant des espèces de *Pycnodonta*, marnes calcaires gris foncé compactes à fréquentes Nerineidae. A la partie supérieure de la succession, en certaines coupes se

Institutul Geologic al României

développe une formation de type volcano-sédimentaire, faite de tuffites, brèches et tuffo-brèches dacitiques.

Les calcaires de la base de la succession sénonienne de la vallée Dobşorului contiennent la suivante association, déterminée par Denisa Lupu (1969, 1974) : *Vaccinites sulcatus, Lapeirouseia pervinquierei, Biradiolites* aff. *stoppanianus*. A son avis, cette association indiquerait le Santonien supérieur, l'horizon à *Pycnodonta vesicularis* en association avec *Nerinea nobilis* Munst. et *Actaeonella goldfussi* d'Orb. représenterait le Campanien et la formation de type volcano-sédimentaire aurait l'âge maestrichtien, probablement supérieur (Lupu, 1974 ; Istrate, 1975). Lupu remarque dans le graben Remeţi l'absence des termes lithologiques représentant le cycle Coniacien-Santonien inférieur.

Dans la coupe de la vallée du Leşu, au fil-même de la vallée et dans les versants, le Sénonien est présent principalement par des calcaires brécheux à matrice faite de silthites rouges et, entre les blocs de calcaires, par des lentilles locales de marnes grises stratifiées. Les éléments de calcaire de la brèche sont micritiques ou sparitiques, fort bioclastiques et contiennent : tecideidae, hipuritidae, foraminifères. Localement se développent des calcaires massifs, fort récifaux à fréquents hipuritidae. Outre les calcaires, y sont présents des grès et silthites grises.

Dans un premier niveau calcaire brécheux du secteur de la vallée du Leşu on a identifié (Lupu, 1969, 1974) la suivante association de hipuritidae : *Hippurites (Vaccinites) sulcatus* Defr., *H. (Hipuritella) maestrei* Vidal, *H. (Orbignya) nabresinensis acuticostatus* Lupu. Cette association indique le Santonien supérieur. D'après ce qui est mentionné dans les travaux cités (Lupu, 1969, 1974), un deuxième niveau de calcaires a fourni une nouvelle espèce du genre *Pseudopolyconites*, indiquant le Sénonien supérieur et une microfaune caractéristique du Campanien supérieur-Maestrichtien inférieur : *Globotruncana elevata elevata* Brotz, *Planoglobulina acervulinoides* (Egger), *Pseudotextularia elegans* (Rzehak), *Ventillabrella* sp.

Dans l'extrémité sud-ouest du graben Remeţi (la région de Sohodol) les dépôts récemment attribués par les auteurs au Sénonien sont figuré sur certaines cartes (Preda, 1962, 1967 feuille Şimleul Silvaniei échelle 1 : 200 000) comme appartenant au Lias.

Ces dépôts, étudiés par nous spécialement dans le bassin de la vallée du Sohodol, consistent en : marno-calcaires gris-bleuâtre, silthites marneux, grès calcaires faiblement micacés, gris, en couches épaisses de 10 cm jusqu'à des bancs de 1,5—2 m, localement grès conglomératiques à épaisseurs de 30—50 cm, à éléments formés de quartzites, grès quartzitiques, marno-calcaires siltheux. Nous avons récolté dans les marno-calcaires existant dans cette succession une inocérame appartenant à l'espèce *Inoceramus* cf. *regularis* d'Orb., du Sénonien.

Les analyses micropaléontologiques faites par Tocorjescu sur une série d'échantillons prélevés par nous en 1972 de ces dépôts ont mis en évidence une association de foraminifères (en mauvais état de

Institutul Geologic al României

conservation), qui semblent indiquer le Crétacé supérieur (? probablement Cénomanien-Turonien).

Le géologue M. Diaconu[20] (L'Entreprise de Prospections) a obtenu, sur des échantillons de cette formation, le même résultat.

Récemment (1974)[21] les géologues Cibotaru et Brustur (L'Entreprise de Prospections) ont trouvé des exemplaires de hipuritidae à la partie inférieure de la succession présentée de la vallée du Sohodol. Ces fossiles — indicateurs certains du Sénonien — nous portent à croire que toute la succession de ce secteur appartient au Sénonien.

Les dépôts attribués au Sénonien que nous avons séparés cartographiquement au sud du graben Remeți, dans la colline Dealul Selhișului et dans la crête située entre les vallées Lungșorului et Zimbrului, consistent en silthites marneuses micacées et grès gris.

Dans la dépression Borod, d'après Lupu (1974) (thèse de doctorat) on a pu identifier presque l'entière succession du Sénonien.

Dans une étude parue en 1954, Givulescu affirme que les récifs à rudistes du bassin de Borod se sont développés dans l'intervalle Santonien supérieur-Campanien inférieur.

Dans une série de travaux publiés depuis 1957 (voir 1957, 1961, 1962) et jusqu'en 1972 — thèse de doctorat — Maria Șuraru fait une étude détaillée des coraliers sénoniens du bassin de Borod.

Nous avons examiné les dépôts sénoniens de la dépression de Borod dans le secteur Valea Neagră de Criș et dans la vallée Cornitel vers le nord jusque dans la vallée du Seranu.

Le Sénonien de Valea Neagră de Criș, bien ouvert en plusieurs coupes, est représenté par des : grès, localement grossiers à éléments de quartz de jusqu'à 2 cm de diamètre, à ciment calcaire, en couches de 30 cm jusqu'en bancs de 1—3 m, marnes grises, parfois à épaisseurs de 1 m, et plusieurs niveaux de calcaires récifaux en bancs de 1,5—2 m à hipuritidae, coraliers, espèces d'*Acteonella* et *Nerinea*.

Plus loin vers le nord, dans le secteur de la vallée Cornițel, le Sénonien est représenté par des conglomérats, grès et calcaires récifaux.

Lupu (1974) a mentionné plusieurs associations paléontologiques provenant de la dépression de Borod, caractéristiques pour les suivants intervalles stratigraphiques : Coniacien-Santonien (genre *Parabournonia),* Santonien supérieur et Campanien *(Plesioptygmatis* sp., *Hippurites nabresinensis* Futterer, *Vaccinites gosaviensis* Douvillé, *V. oppeli* Douv., *Sauvagesia* sp., *Bournonia bournoni* des Moulins).

Toujours dans l'intervalle Santonien supérieur-Campanien l'auteur cité a identifié de Valea Neagră la suivante association : *Vaccinites sulcatus* Defr., *V. gosaviensis* Douv., *V. gosaviensis acicularia* Lupu, *V. oppeli santoniensis* Kühn., *V. cornuvaccinum gaudryi* Mun.-Chalm., *V. inaequicostatus* Münst., *V. arcicaci* Mun.-Chalm., *V. boehmi* Douv., *Praeradiolites aristidis* (Mun.-Chalm), *Hippurites praecessor* Douv., *Bournonia* aff. *africana* Douv.

[20] Communication verbale.

[21] Arch. IGPSMS, Bucarest.

Institutul Geologic al României

Dans les horizons calcaires supérieurs de Valea Neagră, L u p u a identifié des espèces de *Colveraia* et *Joufia,* ainsi qu'une microfaune d'âge maestrichtien : *Chypeorbis mamilata* (S c h l u m b.), *Lepidorbitoides minor* (S c h l u m b.), *Simplorbitoides gensacicus* (L e y m.), *Siderolites* sp.

IV. RÉSULTATS ET CONCLUSIONS

Les études géologiques effectuées par l'auteur de cet ouvrage dans les dépôts mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului ont conduit aux suivants résultats et conclusions d'ordre cartographique, biostratigraphique, paléogéographique, paléoécologique et également en ce qui concerne les substances minérales utiles :

1. On a rédigé une carte géologique à l'échelle 1 : 25 000 pour la partie est de Pădurea Craiului et le bord oriental du bassin de Borod, avec des contours sensiblement différents par rapport aux cartes antérieures.

On y a distingué plusieurs formations, on a reconnu des faciès différents sur certains intervalles et localement, grâce à l'étude paléontologique très détaillée, on a accordé également à certaines formations un autre âge que celui consigné dans les travaux antérieurs.

2. On a acquis de nouvelles données sur la stratonomie des dépôts gréso-argileux de l'intervalle Séisien-Campilien inférieur.

3. On a identifié dans la vallée Runcşorului (secteur Damiş) la présence de quelques accumulations de limonite de nature sédimentaire, non-signalées jusqu'à présent, situées à la partie supérieure du complexe détritique de la base du Trias, accumulations qui vont faire l'objet d'une prospection de détail.

4. L'étude microfaciale faite (P o p a, D r a g a s t a n, 1973) sur les calcaires du Trias moyen du territoire en discussion a fourni de nouvelles données sur la biostratigraphie du Trias de l'Autochtone de Bihor, de sorte que :

— On a réalisé un inventaire plus complet des algues Dasycladaceae et des foraminifères des calcaires noirs vermiculés, qui comprend aussi des espèces inédites, qui n'ont pas été décrites et figurés dans des études antérieures sur le Trias de l'Autochtone de Bihor.

— L'inventaire des algues Dasycladaceae connu des publications antérieures pour les calcaires marmoréens de type Wetterstein a été complété avec les suivantes espèces : *Physoporella lotharingica, Ph. likana, Oligoporella chia, Gyroporella maxima, Griphoporella guembeli, Diplopora annulatissima, D. philosophi.*

— En vertu des associations d'algues dasycladacés et de foraminifères provenant des calcaires noirs vermiculés, associations indiquant l'intervalle Hydaspien (supérieur ?)-Illyrien inférieur, et aussi à partir des données plus anciennes connues de la littérature, l'auteur a pu attribuer ces calcaires, y compris les dolomies inférieures, au Campilien supérieur-Illyrien inférieur.

Institutul Geologic al României

— A partir de la présence de l'espèce *Dadocrinus gracilis* (B u c h) à la partie supérieure de la suite de calcaires noirs vermiculés, en association avec des algues Dasycladaceae évoluant jusqu'à l'Illyrien inférieur, il nous a été possible de démontrer que dans les Carpathes Roumaines aussi, ainsi que dans le domaine central alpin, où l'on connaît pareils cas, l'espèce *Dadocrinus gracilis* (B u c h) peut dépasser la limite Pelsonien-Illyrien.

— La présence des associations d'algues Dasycladaceae, Codiaceae et Solenoporaceae provenant des calcaires blancs massifs de type Wetterstein nous a porté à leur attribuer l'âge Illyrien supérieur-Ladinien et l'âge Illyrien inférieur terminal-Illyrien supérieur basal aux dolomies supérieures, développées entre les calcaires noirs vermiculés et les calcaires blancs de type Wetterstein.

5. L'étude de la macrofaune récoltée par l'auteur, constituée d'ammonites, coraux, bivalves, brachiopodes, a fourni de nouvelles données sur la biostratigraphie du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de Pădurea Craiului et du bord oriental du bassin de Borod.

Ainsi, on a identifié des zones paléontologiques à valeur de repères de corrélation et des associations caractéristiques, selon ce qui suit :

— la zone à *Angulata* (Hettangien supérieur), indiquée par la présence des espèces de coraux *Heterastraea eveshami* (D u n c a n) et *H. tomesii* D u n c a n, espèces pas signalées jusqu'à présent sur le territoire de notre pays ;

— la zone à *Jamesoni* (Carixien inférieur), indiquée par *Uptonia* sp. ex gr. *U. jamesoni* (S o w.) ;

— la zone à *Ibex* (Carixien moyen), marquée par l'espèce *Beaniceras luridum* (S i m p s.). Toujours dans la zone à *Ibex* on a rencontré les espèces : *Gryphaea mccullochii mccullochii* J. d e C. S o w. et *G. gigantea* S o w. et aussi *Zeilleria* sp. ex gr. *Z. subnumismalis* D a v. et ex gr. *Z. cornuta* J. d e C. S o w. ;

— la zone à *Davoei*, indiquée par l'espèce *Androgynoceras* sp. ex gr. *A. hybridiforme* S p a t h ;

— la zone à *Spinatum* (Domérien supérieur), indiquée par l'espèce *Pleuroceras solare* (P h i l l i p s) ;

— la zone à *Tenuicostatum* (Toarcien inférieur), mise en évidence sur la base de l'association suivante : *Dactylioceras tenuicostatum* (Y o u n g et B i r d), *D.* cf. *helianthoides* Y o k o y a m a, *D.* aff. *semicelatum* (S i m p.) et de l'espèce *D. acanthus* d'O r b. ;

— la zone à *Serpentinus* (= Zone Falcifer, Toarcien moyen), mise en évidence à partir des espèces : *Harpoceras falcifer* (S o w.) et *Nodicoeloceras crassoides* (S i m p s o n), la dernière indiquant la sous-zone à *Exaratum ;*

— la zone à *Bifrons* (Toarcien moyen), caractérisée par les espèces : *Hildoceras bifrons* (B r u g u i è r e), *H. sublevisoni* F u c i n i, *H. semipolitum* B u c k m., *Zugodactylites* aff. *braunianus* (d'O r b.), *Catacoeloceras broilii* (M i t z o p o u l o s), *Polyplectus appeninicus* H a a s, *Dactylioceras* sp. ex gr. *D. commune* S o w. ;

Institutul Geologic al României

— la zone à *Variabilis* (Toarcien supérieur) indiquée par l'espèce *Brodieia* aff. *clausum* Merla ;

— la zone à *Thouarsense* et la zone à *Insigne* (Toarcien supérieur), représentées par les espèces : *Grammoceras* sp. ex gr. *G. thouarsense* (d'Orb.), *G.* cf. *doerntense* Denck., *Pseudogrammoceras quadratum* (Quenst), *P.* cf. *saemanni* (Dum.), *P. fallaciosum* (Bayle), *Polyplectus discoides* (Zieten), *Hammatoceras* sp., *Phymatoceras* sp. ;

— la zone à *Pseudoradiosa* (Toarcien supérieur) indiquée par des spécimens de *Dumortieria* sp. ;

— (?) la zone à *Aalensis* (Toarcien supérieur) déterminée à l'aide des spécimens de *Pleydellia* (?) sp. ;

— la zone à *Murchisonae* (Aalénien supérieur), indiquée par l'association : *Ludwigia* sp. ex gr. *L. murchisonae* Sow., *L.* aff. *subtuberculata* Rieber et *L.* aff. *tuberata* (Buckmann).

6. Les associations déterminées nous ont porté à conclure, en ce qui concerne la biogéographie du Jurassique inférieur du territoire étudié, que :

— Les faunes de type Gresten déterminées dans l'intervalle de l'Eojurassique, ainsi d'ailleurs que celles de l'Aalénien, présentent d'étroites affinités avec les faunes de la province celto-souabe, mais diffèrent de celles de la province méditerranéenne.

— La présence des faunes de type celto-souabe dans l'Eojurassique, sur le territoire en question, semble y exclure l'existence des Phylloceratidae, caractéristiques du domaine méditerranéen. Cependant, vu le fait qu'un nouveau représentant de la superfamille Phylloceratataceae [notamment *Phylloceras frondosum* (Reynes)] a été signalé par nous dans le Domérien de la région (jusqu'à présent dans les Apuseni du Nord on connaissait seulement l'espèce *Meneghiniceras lariense* Meneghini citée par Th. Kräutner), il est possible de conclure que dans les Apuseni du Nord les liaisons paléogéographiques avec le domaine méditerranéen n'étaient pas, comme certains auteurs l'avaient supposé auparavant interrompues pendant le Domérien. La rareté en représentants de cette espèce serait toutefois un indice de l'existence des conditions paléoécologiques néfavorables à leur développement dans ce territoire.

— La présence des coraux dans l'Eojurassique inférieur de la région indique une température élevée des eaux.

7. Les études de microfaciès entreprises sur les calcaires néojurassiques développés dans le graben Remeți ont fourni de nouvelles données litho- et biostratigraphiques sur le Jurassique supérieur de la partie orientale de Pădurea Craiului, ainsi :

— On a réalisé, pour la première fois sur ce territoire, un inventaire des algues calcaires : Dasycladaceae, Codiaceae, Solenoporaceae et Coralinaceae [*Macroporella pigmaea* Gümbel, *M. johnsoni* Dragastan, *Likanella* sp., *Actinoporella* ? sp., *Cayeuxia moldavica* Frolo, *C. curdistanensis* Elliot, *Solenopora* sp., *Lithophyllum maslovi* Dragastan, *Taumatoporella parvovesiculifera* (Reiner)] et des foramini-

Institutul Geologic al României

fères [*Trocholina alpina* (Leupold), *T. elongata* Leupold, *Protopeneroplis striata* Weynschenk]. On a également identifié des associations caractéristiques à valeur de repères de corrélation [Protoglobigerines et Saccocomes dans l'intervalle Kimméridgien-Tithonique inférieur, coraux, ostréides, gastéropodes *(Nerinea, Ptygmatis)*, brachiopodes, échinoïdes, spongiers, hydrozoaires (Milleporidiidae), radiolaires, dans l'intervalle du Tithonique].

— Les données litho- et biostratigraphiques présentées nous ont permis de démontrer que la succession du Jurassique supérieur du graben Remeți est comparable à celle connue de la partie centrale et nord-ouest de Pădurea Craiului, englobant à l'est du graben le calcaire de Vadu (Oxfordien-? Tithonique inférieur), suivi par le calcaire de Cornet (Tithonique), et à l'ouest et au sud-ouest du graben seulement des calcaires de faciès Stramberg [Farcu (? Oxfordien-Tithonique inférieur) et Cornet] sur tout l'intervalle du Jurassique supérieur.

8. L'inventaire paléontologique des algues calcaires, des hydrozoaires et des foraminifères du calcaire à pachyodontes inférieur (Barrémien-? Bédoulien) de l'est de Pădurea Craiului, dressé pour la première fois pour cette zone, apporte de nouveaux éléments utiles à la corrélation biostratigraphique et établit avec précision les surfaces couvertes par le calcaire à pachyodontes inférieur constituant le toit des gisements de bauxite.

Les associations d'algues calcaires déterminées sont formées de : Dasycladaceae [*Salpingoporella dinarica* Radoicic, *S. turgida* Radoicic, *S. muehlenbergi* (Lorenz), *S. melitae* Radoicic, *S. carpathica* Dragastan, *S. genevensis* (Conrad), *Likanella danilovae* Radoicic, *Macroporella verticilata* Sokac et Nickler, *Clypeina solkani* Conrad et Radoicic, *Acicularia* sp.], Codiaceae *(Cayeuxia moldavica* Frolo, *C. curdistanensis* Elliott, *C. atanasiui* Dragastan, *Boueina hochstetteri* Toula, *Lithocodium agregatum* Elliott, *Arabicodium* ? sp.) et Protococaceae *(Globochaete* sp.).

— L'association de hydrozoaires déterminée est représentée par de : *Chetetopsis rumanus* (Simionescu), *Cladocoropsis cretacica* Turnsek, *Actinostromaria* sp.

— Les associations de foraminifères déterminées sont représentées par de : Milliolidae, Textulariidae, Nodosariidae *(Lenticulina* sp.), Ammodiscidae *(Glomospira* sp.), Involutinidae *(Trocholina lenticularis* Hendson, *T. friburgensis* Guillaume et Reichel, *T. molesta* Gorbatschick), Lituolidae *(Pseudocyclammina* sp., *Ammobaculites)*, Barkerinidae *(Barkerina* sp.), Orbitolinidae *(Dictyoconus* ?).

9. De nouvelles données cartographiques, lithologiques, stratonomiques et biostratigraphiques ont été obtenues sur le Sénonien de la partie orientale de Pădurea Craiului et du bassin de Borod, dont il faut souligner :

— changements cartographiques, par rapport aux cartes existantes, concernant l'extension des dépôts sénoniens et les rapports avec les formations plus anciennes ;

Institutul Geologic al României

— l'accumulation de nouvelles données sur la lithologie et la stratonomie du Sénonien de la région, et particulièrement des secteurs Fața Arsă, vallée du Leșu et vallée du Sohodol ;

— la confirmation de l'âge sénonien à partir d'inocérames *(Inoceramus* cf. *regularis* d'Orb.) des dépôts du bassin de la vallée du Sohodol attribuées antérieurement par les auteurs à l'Eojurassique.

V. PALÉONTOLOGIE

Sous-ordre **Terebratellidina** Muir-Wood, 1955
Famille **Zeilleriidae** Allan, 1940
Zeilleria sp. ex gr. *Z. cornuta* (J. de C. Sow.)
pl. IX, fig. 7

Zeilleria cornuta (J. de C. Sow.) en R. C. Moore (1965) — Brachiopoda, 2 H 817, H 821 et 822.

Occurrence et position stratigraphique : affluent droit de la vallée du Leșu, Carixien (carte, F_1).

Zeilleria sp. ex gr. *Z. subnumismalis* (Dav.)
pl. IX, fig. 8, 9

cf. *Zeilleria subnumismalis* Dv., M. Siblik (1966), page 140, tab. II, fig. 1.

Occcurrence et position stratigraphique : affluent droit de la vallée du Leșu, Carixien (carte, F_1).

Sous-ordre **Ammonitina** Hyatt, 1889
Famille **Phylloceratidae,** Zittel
Phylloceras frondosum (Reynès)
pl. IV, fig. 1

Référence type : Ammonites frondosus Reynès Géol. et Paléont. Aveyr., page 38, tab. V, fig. 1.

Autres références : Phylloceras frondosum (Reynès), L. Negri (1933), page 119, pl. X, fig. 6, 7.

Un spécimen provenant des calcaires glauconitiques à accidents siliceux, développés dans le bassin de la vallée du Boiu est comparable à cette espèce.

Une confusion avec l'espèce *Phylloceras heterophyllum* (Sow.) duquel l'exemplaire de la collection s'approche à la première vue n'est guère possible, vu que l'espèce de Sowerby à la première selle trifilique, tandis que celle du spécimen de collection est difilique, pareillement au *P. frondosum* (Reynès).

Occurrence : Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (carte, F_8).

Position stratigraphique : Domérien.

Institutul Geologic al României

Famille **Liparoceratidae** Hyatt, 1867
Beaniceras luridum Simpson
pl. IX, fig. 1—4

Holotype : l'original étudié par Simpson existant dans la collection Leckenby (Sedgwick Museum, Cambridge), figuré par S. Buckman pour la première fois en 1913 (type ammonites) LXXIII, p. 73 b comme *Beaniceras luridum* (Simpson), réproduit en R. C. Moore, 1957, L 253, fig. 279/2.

Autres références : Beaniceras luridum (Simpson), L. F. Spath (1938), page 100, pl XV, fig. 5—7, pl. XVI, fig. 3—5.

Nombre d'exemplaires : complets : 8 ; fragmentaires : 12.
Données biométriques :

	D	H	E	O	H/D	E/D	O/D	No. côtes
ex. B	21	7	(7)	9	0,33	0,33	0,42	(10×2)
ex. C	23	8	8	10	0,34	0,34	0,43	(10×2)
ex. D	19	6	9	8	0,31	0,47	0,42	17
ex. G (Juv)	7	3	?	?	0,42	—	—	?
ex. H	15	5	?	6	0 33	—	0 40	?
ex. I	11	4	?	5	0,36	—	0,45	(16)
ex. J	10	3	4	4	0,30	0,40	0,40	?

Affinités et comparaisons. Les spécimens de collection, à l'exception d'un seul exemplaire fragmentaire, sont de moindre taille que le type, comparables surtout aux exemplaires figurés et décrits par L. F. Spath (1938).

L'un des spécimens de notre collection attribués à cette espèce (exemplaire A) avec une costulation plus grossière s'approche de *B. luridum* var. *submaculata* Spath (Spath, 1938).

Le spécimen E de la collection présente sur la partie ventrale une courbure accusée des côtes vers l'apperture, caractère évidencié dans la diagnose de l'espèce.

Position stratigraphique : zone à *Ibex* (Carixien).

Occurrence : affluent droit de la vallée du Leşu (carte, F_1).

Famille **Amaltheidae** Hyatt, 1867
Pleuroceras solare (Phillips)
pl. IX, fig. 5, 6

Néotype et autres références :

1958 *Pleuroceras solare* Phillips, M. K. Howarth, 1958, page 28, pl. V, fig. 1 (Néotype) ; pl. V, fig. 2—7.

Nombre d'exemplaires : 3 (fragmentaires).

Institutul Geologic al României

Affinités et comparaisons : bien qu'en état imparfait de conservation, les exemplaires de collection conservent certains caracteres qui les rendent comparables autant au néotype, ainsi qu'aux exemplaires appartenant à la même espèce décrite et figurée par M. K. Howarth (1958).

Position stratigraphique : Zone Spinatum (Domérien).

Occurrence : affluent gauche de la vallée du Leşu (carte, F_2).

Famille **Dactylioceratidae**

Dactylioceras tenuicostatum (Young et Bird)

pl. IV, fig. 2

Références : Ammonites annulatus Sow., in A. d'Orbigny (1849), pl. 76, fig. 1, 2 ; *Stephanoceras annulatum* Sow., in T. Wright (1884) part. VII, pl. LXXXIV, fig. 7, 8, page 475.

Dactylioceras tenuicostatum Young et Bird, in S. Buckman. 1920, T. A. pl. CLVII, fig. 1, 2, Topotype : P. L. Maubeuge (1957), page 208, pl. XVII, fig. 41 ; W. T. Dean, D. T. Donovan, M. K. Howarth (1961), pl. 72, fig. 1a, b ; I. Sapunov (1963), page 116, pl. I, fig. 1, 2.

Tenuidactylites tenuicostatus Young et Bird, S. Buckman, en tant que génotype (1927), pl. CLVII des figures 1, 2, 3.

Un seul spécimen de la collection a été attribué à cette espèce. Par enroulement, costulation et densité de costulation il rappelle le plus l'exemplaire figuré par Dean, Donovan et Howarth (1961, pl. 72, fig. 1), qui comparé au type et au spécimen attribué à la même espèce par d'Orbigny (1849, pl. 76, fig. 1, 2), présente des secteurs de tour avec moins de côtes intercalaires simples, non-bifurquées.

Par la densité de sa costulation, l'exemplaire de notre collection est parfaitement comparable au spécimen mentionné, figuré par d'Orbigny, ainsi qu'à celui figuré par Buckman (1928, pl. CLVII a) comme génotype.

Dimensions (mm) :

D	O	H	E	H/D	E/D	O/D	No. côtes sur 1/2 tour de spire
60	32,5	15	13	0.25	0,21	0,54	44

Occurrence : Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (carte, F_5).

Position stratigraphique : zone à *Tenuicostatum*, Toarcien inférieur.

Dactylioceras sp. aff. *semicelatum* (Simp.)

pl. IV, fig. 4

Un exemplaire jeune de collection, à coquille ovalaire et à section ovale du tour de spire, présente un enroulement et un type de costula-

Institutul Geologic al României

tion pareils à l'espèce *Dactylioceras semicelatum*, figurée comme holotype par Buckmann (Y.T.A., 1911, pl. XXXI). Comparé à ce dernier, le spécimen de collection a un moindre nombre de côtes sur le tour de spire, notamment un nombre égal ou presque à celui observé chez certains spécimens jeunes déterminées par P. L. Maubeuge (1957, pl. V, fig. 9 spécialement et les figures 2, 3, 5) comme *Dactylioceras* sp. aff. *semicelatum* Simp.

Dactylioceras gracile Simp., avec lequel on pourrait confondre — à la première vue — le spécimen de notre collection, plus évolute et avec un augmentation plus lente du tour.

Dimensions (mm) :

D	O	H	E	Nombre de côtes sur le dernier tour de spire
15	6,5	5,2	5	40

Occurrence : Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (carte, F_5).

Position stratigraphique : zone à *Tenuicostatum*, Toarcien inférieur.

Dactylioceras sp. cf. *helianthoides* Yokoyama
pl. IV, fig 5

Un fragment d'un tour de spire existant dans la collection, avec une section sous-arrondie et une costulation qui le rapprochent des spécimens du groupe *Dactylioceras semicelatum* (Simp.), mais chez lequel les côtes primaires s'achèvent par un grossissement (presque un tubercule), peut être comparé avec l'espèce *Dactylioceras helianthoides* Yok. signalée par P. L. Maubeuge (1957, page 212, pl. XXI, fig. 45) en France et par Hoffman et Martin (1960, pl. 9, fig. 11, p. 113) en Allemagne, dans la zone à *Tenuicostatum*.

Occurrence : Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (carte, F_5).

Nodicoeloceras crassoides (Simpson)
pl. IV, fig. 3

Holotype : Coeloceras crassoides Simpson (1855), S. Buckman (1913), Y. T. A., pl. LXXXIX.

Autres références : Coeloceras fonticulum Simpson (1855), S. Buckman (1912), Y. T. A., pl. LIX, fide M. K. Howarth, 1962, p. 410 ; *Nodicoeloceras crassoides* (Simpson, 1855), M. K. Howarth (1962), p. 410.

Nombre d'exemplaires : 1.

Description. Coquille très comprimée dorso-ventralement, ornée de 23 côtes principales se bifurquant au bord ventro-latéral. Au point de

Institutul Geologic al României

bifurcation se développent des nodules. Les côtes secondaires, courbées de manière proverse, se prolongent ininterrompues sur la partie ventrale de la coquille.

Dimensions approximatives (mm) :

D	H	E	O	H/D	E/D	O/D	Nombre côtes
34	9	22	12	26	64	35	23

L'exemplaire de collection ressemble plus au spécimen présenté par Buckman (Y.T.A. 1912, pl. LIX) comme holotype de l'espèce *Nodicoeloceras fonticulum* (Simpson) (synonime de *N. crassoides)* qui, comparé à l'holotype de l'espèce *N. crassoides* (Simps.) figuré par le même auteur (Buckman Y.T.A., pl. LXXXIX), est plus comprimé dorso-ventralement et a des côtes primaires plus épaisses.

Occurrence : Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (carte, F_5).

Niveau stratigraphique : Toarcien, zone à *Falcifer*, sous-zone à *Exaratum.*

Zugodactylites aff. *braunianus* (d'Orb.)

Références type : Ammonites braunianus d'Orb., d'Orbigny (1945), p. 327, pl. 104, fig. 1—3.

Autres références : Dactylioceras (Z.) braunianum (d'Orb.) W. J. Arkell in Moore (1957), p. L. 252, fig. 283, 2 (réproduit d'après S. Buckman).

Nombre d'exemplaires : 2.
Données biométriques approximatives :

	D	H	E	O	Nombre côtes
Ex. 1	(25)	(8,5)	(7,5)	(11)	(15×4)
Ex. 2	fragmentaire				

Les deux exemplaires de collection, no. 1 de taille plus petite, conservant un tour complet mais déformé, et no. 2 un petit fragment de tour, provenant d'un exemplaire de taille plus grande.

L'ornementation consiste en côtes fines, droites, partiellement bifurquées, qui se maintiennent également sur la partie ventrale de la coquille. Au point de bifurcation il y a des nodules mieux développés chez le spécimen no. 2.

Institutul Geologic al României

Les exemplaires de collection présentent certaines ressemblances avec cette espèce. La densité de la costulation mesurée chez l'exemplaire 1 est presque identique avec celle du type présenté par d'Orbigny, qui a 16×4 côtes sur le tour de spire.

Occurrence : Remeți, vallée Bisericii (F_6).

Position stratigraphique : l'espèce est mentionnée dans la sous-zone à *Bifrons* (sensu Gabilly et al., 1967, fide J. Guex, 1970).

Catacoeloceras cf. *broilii* (Mitzopoulos)
pl. IV, fig. 7

Référence type : Coeloceras (Dactylioceras) broilii Mitzopoulos, M. Mitzopoulos (1930), pl. VIII, fig. 5 a—c, p. 89.

Autres références : Catacoeloceras broilii (Mitzopoulos), G. Pinna (1966), p. 103, pl. V, fig 14 a—b, 15, 16, 17 ; texte fig. 14.

Description. Coquille médio-évolute à ombilic étroit et profond. Les tours comprimés dorso-ventralement à flancs convexes présentant un pendage vers l'ombilic qui donne en section au tour un aspect en couronne. L'ornementation est faite de côtes primaires à relief accusé, bifurquées près du bord ventro-latéral. Les côtes secondaires, moins épaisses que celles primaires, se prolongent sans interruption dans la région siphonale. Malheureusement, les échantillons de notre collection conservent seulement le tour externe de la coquille, et les complications de l'ornementation sont invisibles.

Dimensions (mm) :

	Spécimen A	Spécimen B	Spécimen C
O	—	—	(10)
H	11	10	7
G	17	16	(10)

Quelques spécimens récoltés du point fossilifère F_5 (carte) sont comparables partiellement au type de l'espèce présenté par Mitzopoulos (1930) et aux exemplaire décrits et figurés par Pinna (1966) sous le nom de *Catacoeloceras broilii* (Mitzopoulos).

Une confusion avec *Catacoeloceras ghinii* Mitzopoulos n'est guère possible, étant donnée que chez cette espèce la coquille est plus évolute et l'ombilic moins profond.

L'espèce *C. broilii* est signalée par Mitzopoulos dans la zone à *Bifrons* (Ammonitico rosso de Alta Brianza) au même endroit où Pinna (1966) l'a mentionnée.

Institutul Geologic al României

Occurrence : Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (carte, F_5).

Niveau stratigraphique : zone à *Bifrons*, Toarcien.

Famille **Hildoceratidae** Hyatt, 1867

Polyplectus cf. *discoides* Zieten

pl. V, fig. 2

Référence : Ammonites discoides Zieten, d'Orbigny (1844), pl. CXV, fig. 1—4,
Polyplectus discoides (Zieten), S. Buckman (1891), p. 215, pl. XXXVII, fig. 1—5.
Harpoceras (Polyplectus) discoides Ziet., W. Janensch (1902), p. 62, pl. IV, fig. 2, 2 a.
Polyplectus discoides Zieten, J. Mattei (1969), p. 39.

Le matériel récolté comporte un seul exemplaire comparable à cette espèce.

Le spécimen de collection diffère, dès la première vue, des espèces de *Pseudopolyplectus* développées dans le Toarcien supérieur, qui sont beaucoup plus évolutes que l'espèce *Polyplectus discoides.*

Occurrence : Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (carte, F_5).

Niveau stratigraphique : zone à *Thouarsense* (Toarcien supérieur).

Polyplectus apenninicus (Haas)

pl. VI, fig. 5

Références : Polyplectus discoides (Zieten), S. Buckman (1890), p. 215, pl. XXXVII, fig. 1—5.
Polyplectus discoides (Zieten) var., *apenninica* Haas, in O. Haas (1913), p. 118.
Polyplectus apenninicus (Haas), B. Geczy (1967 a), p. 126, pl. XXX, fig. 1 : G. Pinna (1968), p. 47, pl. V, fig. 4.

Nombre d'exemplaires : 1.
Données biométriques approximatives :

	D	H	E	O	H/D	E/D	O/D	No. côtes
ex. 1 D. min.	(160)	(80)	—	(31)	(50)	—	(19)	(120)
ex. 1 D. max.	(220)	(115)	—	(34)	(52)	—	(15)	(120)

Affinités et comparaisons. D'après Pinna (1968), la seule différence entre cette espèce et les espèces *P. discoides* (Zieten) et *P. pluri-*

Institutul Geologic al României

costatus (Haas) est donnée par le nombre de côtes, beaucoup plus grand (108 au lieu de 70).

Soulignons que le spécimen de collection dépasse ce plafond, étant orné de 120 côtes. L'échantillon figuré et décrit par B. Geczy (1967 a, p. 126, pl. XXX, fig. 1) présente une atténuation de la costulation sur le flanc interne, caractère qui le rend différent du spécimen de collection, dont la costulation conserve la même intensité jusqu'au bord ombilical, selon d'ailleurs ce que l'on observe sur les exemplaires de *P. appenninicus* aussi, figurés par Buckman (1890) et Pinna (1968).

Occurrence : Remeți, vallée Bisericii (F_6).

Position stratigraphique : Toarcien.

Hildoceras bifrons (Bruguière)

pl. V, fig. 3—5

Néotype : Hildoceras bifrons (Brug) W. T. Dean, D. T. Donovan, M. K. Howarth (1961), pl. 72, fig. 4 (réproduit d'après S. Buckman, Type ammonites).

Autres références : Hildoceras bifrons (Brug.). S. Elmi (1967), p. 235, fig. 3 ; I. G. Sapunov (1968), pl. II, fig. 1 ; M. Topcişvili (1969), p. 83, pl. V, fig. 7.

non *Hildoceras bifrons* Brug., G. Prinz, 1904—1907, p. 124, pl. VI, fig. 1, 2, 4, 7.

Nombre d'exemplaires : 3 entiers, 7 fragmentaires.

Données biométriques :

	D	H	E	O	H/D	E/D	O/D	No. côtes
ex. 1	(46)	(16)	(13)	(19)	(34)	(28)	(41)	40
ex. 2	27	10	12	11	37	44	40	(14×2)
ex. 3	30	11	10	11	36	33	36	(19×2)

Affinité et comparaisons. Les spécimens de collection présentent des caractères en commun avec le néotype figuré par Dean, Donovan, Howarth, d'après S. S. Buckman. En ce qui concerne les rapports des dimensions et le nombre de côtes, on constate quelques petites différences par rapport au néotype (néotype : h = 32 ; g = 30 ; o = 45 ; nombre de côtes = 38).

Il y a cependant une grande ressemblance de ces rapports entre les spécimens de notre collection (particulièrement ex. 2) et ceux décrits par Prinz (1904, p. 126) comme *H. bifrons quadratum.*

L'exemplaire no. 1 de la collection (pl. V, fig. 3) présente un nombre de côtes presque égal à celui du néotype, mais il est quelque plus comprimé et les côtes sont faiblement arquées postérieurement. Ces caractères le rendent comparable à un spécimen de *H. semipolitum*

Institutul Geologic al României

figuré par Merla (1932, pl. VII, fig. 3) et la possibilité s'impose qu'il représente une forme de transition vers cette espèce.

Occurrence : Remeți, vallée Bisericii (F_6).

Position stratigraphique : Toarcien moyen.

Hildoceras sublevisoni Fucini

pl. V, fig. 6 ; pl. VI, fig. 1 ; pl. XI, fig. 5—7

Lectotype : Ammonites levisoni (Simpson), Dumortier (1874), p. 49, pl. IX, fig. 3, 4 (in M. K. Mitzopoulos, 1930, pl. V, fig. 1 — fide S. Elmi. 1967, p. 232).

Autres références : Hildoceras bifrons Brug., G. Prinz (1904), pl. VI, fig. 1, 2, 7.

Hildoceras levisoni Simp., G. Prinz (1904), p. 127.

Hildoceras sublevisoni n. sp., Fucini (1919), p. 182 ; G. Geczy (1967), p. 127, pl. II, fig. 5 ; pl. III, fig. 4 ; B. Geczy (1967 a), p 130, pl. XXIX, fig. 11 ; pl. XXX, fig. 4 ; pl. LXIV, fig. 45 ; S. Elmi (1967), p. 232, fig. 44/3.

non *Hildoceras sublevisoni* Fucini-G. Merla (1932), p. 51, pl. VII, fig. 1, 10.

Nombre d'exemplaires : 5.

Description. Les spécimen no. 1 de la collection, de taille plus petite (diamètre = 30 mm), fragmentaire, a 12×4 côtes sur le tour de spire et spécimen no. 2, de taille plus grande, toujours incomplet, avec un diamètre de plus de 80 mm, a 19×2 côtes. La section du tour de spire — rectangulaire, faiblement arrondie. La partie externe de la coquille large, avec une carène centrale bordée par deux fosses peu profondes.

Les côtes, développées sur la moitié externe du flanc, sont 3—4 fois plus étroites que les intervalles intercostaux. Elles sont retroverses, faiblement arquées postérieurement et atténuées avant d'atteindre le bord externe. La moitié interne du flanc est parfaitement lisse.

L'exemplaire no. 1, à côtes fort retroverses, est presque identique à celui figuré par Geczy (1967, pl. XXX, fig. 4) et qui provient de Csernye. L'exemplaire no. 2, de taille plus grande, à côtes plus droites, faiblement arquées postérieurement, rappelle plus les spécimens de *H. sublevisoni* présentés par le même auteur de Urkút, ainsi que l'exemplaire attribué à la même espèce par Elmi (1967, fig. 44/3) et qui provient de France (Ardèche).

D'après la précision de ce dernier auteur (1967), les échantillons attribués par Merla (1932, p. 51, pl. VII, fig. 1, 10) à l'espèce *Hildoceras sublevisoni* Fucini appartiennent en réalité à l'espèce *Hildoceras lusitanicum* Meister.

Occurrence : Remeți, vallée Bisericii (F_6) ; Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (F_5).

Position stratigraphique : l'espèce *Hildoceras sublevisoni* Fuc. est généralement connue de la partie terminale du Toarcien inférieur et de la base du Toarcien moyen.

Hildoceras cf. *semipolitum* Buckman

pl. IV, fig. 6 ; pl. VI, fig 3, 4

Institutul Geologic al României

Type : *Hildoceras bifrons* (Brug.) var., S. S. Buckman (1889), p. 112, pl. XXII, fig. 30, 31.

Autres références : *Hildoceras bifrons* mut. nov. *angustisiphonata* (Buckman) G. Prinz (1904), p. 126.

Hildoceras semipolitum Buckman, G. Merla (1932), p. 52, pl. VII, fig. 3, 6, 7 ; B. Géczy (1967), p. 130, pl. III, fig. 2 ; B. Géczy (1967 a), p. 132, pl. XXIX, fig. 10 ; pl. XXX, fig. 7 ; pl. LXIV, fig. 46.

Nombre d'exemplaires : 9 entiers et 5 fragmentaires.
Données biométriques :

	D	H	E	O	H/D	E/D	O/D	No. côtes
ex. 1	22	8	6	7	.36	.27	.31	20×2
ex. 2	(33)	(10)	(10)	(14)	(.30)	(.30)	(.42)	21×2
ex. 3	(27)	(11)	(7)	(10)	(.40)	(.25)	(.37)	13×4
ex. 4	(20)	(7)	(7)	(8)	(.35)	(.35)	(.40)	(23×2)
ex. 5	(24)	(8)	(7)	(9)	(.32)	(.29)	(37)	(21×2)
ex. 6	(21)	(9)	(7)	(7)	(.42)	(.33)	(.33)	(21×2)
ex. 7	(22)	—	(7)	—	—	(.31)	—	(22×4)
ex. 8	—	—	—	—	—	—	—	(14×4)
ex. 9	26	9	8	10	.34	.30	.38	(21×2)
ex. 10	34	12	(9)	14	.35	(.26)	.43	(23×2)
ex. 11	(45)	(17)	(12)	(17)	(.37)	(.26)	(.37)	47

Affinités et comparaisons. La forme plus comprimée des tours de spire, la costulation plus fine et plus dense, ainsi qu'une faible courbure des côtes vers le postérieur sont caractères qui rendent cette espèce différente de *H. bifrons.*

Les échantillons 3, 10, 11 de la collection présentent beaucoup de caractères communs avec l'espèce *H. semipolitum,* mais ont un nombre réduite de côtes par rapport au type, étant ainsi comparables avec les spécimens de *H. semipolitum* décrits et figurés par Merla (1932) de l'Appénin central et avec ceux présentés par Géczy (1967, 1967 a) (Hongrie).

On peut considérer les spécimens 2 et 9 comme formes de transition entre *H. bifrons* et *H. semipolitum,* puisqu'ils présentent une costulation plus fine, du type de celle rencontrée à cette dernière espèce, mais leur compression du tour de spire est plus réduite, caractère qui les rapproche de l'espèce *H. bifrons.*

L'échantillon 1, très bien comprimé, à côtes non-arquées et moins nombreuses, se range ainsi dans la même catégorie de transition.

Occurrence : Remeți, vallée Bisericii (F_5).

Position stratigraphique : Toarcien moyen, horizon supérieur de la zone à *Bifrons.*

Institutul Geologic al României

Grammoceras sp. ex gr. *G. thouarsense thouarsense* (d'Orbigny)
pl. X, fig. 4

Réf. *Ammonites Thouarsensis* d'Orbigny, A. d'Orbigny (1843), pl. LVII, fig. 13.

Les deux exemplaires (D, E) fragmentaires existant dans la collection présentent une ornementation comparable à celle de l'espèce *Grammoceras thouarsense* (d'Orbigny) du Toarcien supérieur.

Occurrence : vallée Botei, sous la colline Fruntea (F_3).

Position stratigraphique : zone à *Thouarsense* (Toarcien supérieur).

Pseudogrammoceras cf. *doerntense* (Denckmann)
pl. X, fig. 2, 3

Syntypes : Ammonites doerntensis Denckmann, A. Denckmann (1887), p. 50, pl. VIII, fig. 4—6 (fig. 4 représente, d'après S. Buckman, le type). pl. X. fig. 9.

Autres références : 1976 *Pseudogrammoceras doerntense* (Denckmann), J. Gabilly, p. 146, pl. XX, fig. 8—10 ; pl. XXVII, fig. 3—4 ; pl. XXVIII, fig. 1—2.

non *Harpoceras doerntense* Denckmann, W. Janensch (1902), p. 78, pl. VIII, fig. 1—3.

Nombre d'exemplaires : 1 entier ; 2 fragmentaires.

Données biométriques :

	D	H	E	O	H/D	E/D	O/D	No. côtes
ex. A	(78)	(23)	(10)	(35)	.29	.12	.44	40
ex. B	(75)	(21)		(35)	.28		.46	(29×2)

Affinités et comparaisons. Les exemplaires de collection sont comparables avec le type de l'espèce surtout en ce qui concerne la densité des côtes et le degré d'involution.

D'après Gabilly (1976), l'espèce se distingue de *G. thouarsense* (d'Orb.) par le fait qu'elle a la parois ombilicale plus inclinée, l'ombilic plus profond et plus étroit, l'aire siphonale plus nettement différenciée.

Occurrence : vallée Botei, au-dessous de la colline Fruntea (F_3).

Position stratigraphique : zone à *Thouarsense* (Toarcien supérieur).

Pseudogrammoceras fallaciosum (Bayle)
pl. XI, fig. 2 ; pl. XII, fig. 1—4 ; pl. XIII, fig. 1—3, 5

Référence type : Grammoceras fallaciosum Bayle, in E. Bayle (1878), pl. LXXVIII.

Institutul Geologic al României

Autres références : Pseudogrammoceras fallaciosum (Bayle), in S. S. Buckman (1904), supplément, p. 152, texte fig. 150.

Grammoceras fallaciosum var. *cotteswoldiae* Buckman, in S. S. Buckman (1890), pl. XXXIV, fig. 10, 11 ; pl. XXXV, fig. 4—6 et 7.

Harpoceras fallaciosum var. *muelleri* Denckmann, in W. Janensch (1902), pl. VII, fig. 3.

Pseudogrammoceras cotteswoldiae (Buckman) in S. S. Buckman (1904), supplément p. 149, pl. III, fig. 144.

Harpoceras fallaciosum var. *cotteswoldiae* Buckman, in W. Janensch (1902), pl. VII, fig. 1.

Pseudogrammoceras expeditum Buckman, in S. S. Buckman (1904), pl. CXLVIII, texte fig. 142 (partim).

Pseudogrammoceras fallaciosum Bayle in J. Gabilly (1976), p. 153, pl. XXX, fig. 1—6, 8—9 ; pl XXXI, fig. 4 ; pl. XXXII, fig. 1—2

Nombre d'exemplaires : 14.

L'examen de l'holotype de l'espèce *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, fait par un collectif de paléontologues [22], a permis la conclusion que les espèces *P. pedicum, P. cotteswoldiae* et *P. expeditum* crées par Buckman sont synonimes de *P. fallaciosum* Bayle.

La majeure partie des exemplaires de *Pseudogrammoceras* récoltés du point fossilifère F_5 sont comparables avec les spécimens déterminés par Buckman comme *P. cotteswoldiae.*

Les exemplaires figurés dans cette étude dans les planches XI, XII et XIII conservent des caractères de l'espèce *P. cotteswoldiae,* telle qu'elle a été décrite par Buckman, mais ont une costulation beaucoup plus fine et plus dense et présentent une atténuation des côtes vers le bord ombilical.

Ces caractères les rapprochent spécialement des spécimens figurés pour la première fois par S. S. Buckman (1810, pl. XXXIV, fig. 10—11) sous le nom de *G. fallaciosum* var. *cotteswoldiae* et qui représentent, d'après l'auteur, des exemplaires juvéniles.

Occurrence : Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (F_5) ; Remeți, vallée Bisericii (F_6).

Position stratigraphique : zone à *Insigne* [23] (Toarcien supérieur).

Dumortieria sp.

pl. XI, fig. 3

Un seul exemplaire de notre collection présente les caractères de ce genre.

[22] J. Gabilly et al. in R. Mouterde et al. (1971). Les zones du Jurassique en France. C. R. Som. de séances de la Soc. géol. fr., 6.

[23] Sensu J. Gabilly et al. in R. Mouterde et al. (1971).

Institutul Geologic al României

Données biométriques :

D	H	E	O	H/D	E/D	O/D
31	11	8	13	.35	.25	.41

Occurrence : bord oriental du bassin de Borod.
Position stratigraphique : Toarcien supérieur, zone à *Pseudoradiosa.*

Famille **Graphoceratidae** Buckman, 1905
Ludwigia subtuberculata Rieber
pl. VII, fig. 4 ; pl. VIII, fig. 2

Référence type : Ludwigia subtuberculata Rieber, Rieber (1963), pl. V, fig. 11—13.

Autres références : Ludwigia subtuberculata Rieber, B. Géczy (1967 a), p. 199, pl. XLV, fig. 5 ; pl. LXV, fig. 35.

Ludwigia (Ludwigia) subtuberculata Rieber, R. Fischer (1970), p. 596, pl. V, fig. 2.

Nombre d'exemplaires entiers : 3.
Données biométriques :

	D	H	E	O	H/D	E/D	O/D	no. côtes principales
éch. A	50	21	12	16	.42	.20	.32	(13×2)
ech. B	40	17	10	10	.42	.25	.25	(15×2)

Description. Coquille à flancs sous-parallèles, largeur maximale au tiers interne des flancs ; partie externe plate, à carène basse. Ombilic moyen, parois ombilicale abrupte, faiblement concave. Sur le dernier tour l'ornementation est faite de côtes primaires fortes, proverses, ayant vers la partie terminale de la coquille aspect de tubercules allongés. Certaines côtes primaires bifurquent tout près du bord ombilical ou au tiers interne du flanc. Les côtes secondaires sont faiblement retroverses, mais redeviennent proverses vers le bord ventro-latéral et s'effacent avant d'atteindre la carène

Affinités et comparaisons. Les spécimens de notre collection sont comparables autant au type figuré par Rieber, ainsi qu'aux exemplaires décrits et figurés par Géczy (1967 a) de Czernye et par R. Fischer (1970) des Alpes calcaires du Nord.

Institutul Geologic al României

Occurrence : Remeți, vallée Bisericii (F_4) ; colline Fruntea (F_7).
Position stratigraphique : Aalénien, zone à *Murchisonae.*

Ludwigia aff. *tuberata* (Buckman, 1904)
pl. VIII, fig. 3 ; pl. XIII, fig. 4 ; pl XIV, fig. 2

Référence type : Kiliania tuberata S. Buckman, S. Buckman (1904), p. 66, pl. XV, fig. 1—3.
Autres références. Ludwigia tuberata (Buckman), B. Géczy (1967), p. 187, pl. XLIII, fig. 5 ; pl. LXV, fig. 66.

Nombre d'exemplaires : 4 (fragmentaires).
Description. Les 4 exemplaires de notre collection présentent la suivante ornementation : une rangée de tubercules périombilicaux allongés radialement (boules) dont se détachent par deux des côtes accusées, qui vont presque sous-radialement et sont faiblement rétroverses jusqu'au bord ventro-latéral, d'où elles deviennent proverses et s'effacent avant d'atteindre la carène. De place en place entre les côtes bifurquées apparait une côte simple, de la même forme que les autres, mais qui ne se développe pas dans l'intervalle d'entre boules.
Affinités et comparaisons : les échantillons de notre collection présentent certains caractères qui les rapprochent de cette espèce.
Occurrence : Remeți, vallée Bisericii (F_4) ; colline Fruntea (F_7).
Position stratigraphique : Aalénien, zone à *Murchisonae.*

Ludwigia cf. *murchisonae* (Sowerby)
pl. VIII, fig. 1

Holotype : Ludwigia murchisonae (Sow.), Arkell in Moore (1957), L 263, fig. 299 (réproduit d'après Buckman, 1899).
Autres références : Ludwigia murchisonae (Sowerby), B. Géczy (1967 a), p. 194, pl. XLIV, fig. 4 ; pl. XLV, fig. 1, 2, 4 ; pl. LXV, fig. 30.
Nombre d'exemplaires entiers : 1.
Dimensions :

D	H	E	O	H/D	E/D	O/D	No. côtes
84	41	22	20	.20	.26	.23	(30×2)

Description. Coquille à ombilic assez large, parois ombilicale abrupte, haute, à surface faiblement convexe. Flancs sous-parallèles peu arrondis. Partie extérieure de la coquille avec une surface faiblement arrondie et avec une carène bien marquée. Ornementation tres accusée sur le phragmocone, devient effacée jusqu'à disparaître sur la chambre d'habitation. Côtes droites, bien proverses, partant du bord périombi-

Institutul Geologic al României

lical. La plupart des côtes bifurquent ou trifurquent au tiers interne du flanc, en engendrant des côtes secondaires rétroverses, qui vers le bord ventro-latéral redeviennent proverses et s'effacent avant de passer sur la partie ventrale. De place en place apparait une côte intercalaire, de longueur égale à celle des côtes secondaires. Remarquons que l'échantillon de notre collection conserve une apophyse jugale.

Affinités et comparaisons : l'exemplaire de collection est comparable avec l'holotype de l'espèce *L. murchisonae* et aussi avec les spécimens figurés et décrits par B. Géczy de Czernye.

L'exemplaire figuré dans la pl. XLV, fig. 1, par ce dernier auteur présente sur les tours internes une rangée de tubercules allongés identiques à ceux existant sur l'échantillon de notre collection.

Occurrence : vallée Bisericii, Remeți (carte, F_4).

Niveau stratigraphique : Aalénien, zone à *Murchisonae*.

Famille **Hammatoceratidae,** Buckman, 1887

Brodieia sp. aff. *clausum* (G. Merla)

pl. IV, fig. 8

cf. *Brodiceras clausum* Merla, G. Merla (1932), p. 35, pl. III, fig. 7, 8 ; pl. IV, fig. 1.

Un fragment de tour existant dans la collection présente les suivants caractères : tour comprimé latéralement, caréné, bisulqué (fosses faiblement marquées, lisses). Ornementation faite de côtes falcoïdes, réunies en faisceaux de trois partant d'une côte d'épaisseur triple (comme un tubercule aplati, allongé) qui va depuis le bord ombilical jusqu'au tiers du flanc où il trifurque.

Le spécimen de notre collection est comparable à l'espèce *Brodiceras clausum* (Merla), mais qui a pourtant les „tubercules" ombilicaux plus allongés et le tour de spire plus comprimé.

L'espèce décrite par Merla provient de la zone Variabilis.

Occurrence : Bratca, versant occidental de la vallée du Boiu (carte, F_5).

Niveau stratigraphique : zone à *Variabilis*, Toarcien supérieur.

Sous-ordre **Ostreina** Ferusac, 1822

Genre **Gryphaea** Lamarck, 1810

Gryphaea mccullochii mccullochii J. de C. Sowerby

pl. VI, fig. 6 ; pl. VII, fig. 1 ; pl. VIII, fig. 4

Lectotype : Gryphaea mcclulochii mccullochii J. de C. Sowerby in A. Hallam (1966), pl. II, fig. 42, 43, p. 114.

Nombre d'exemplaires : 30.

Les spécimens de notre collection sont parfaitement comparables au lectotype présenté par Hallam (1968).

Institutul Geologic al României

Occurrence : vallée Bisericii-Remeți, vallée du Boiu, colline Fruntea.
Position stratigraphique : Carixien, zone à *Jamesoni*

Gryphaea sp. (ex gr. *G. gigantea* J. de C. Sow.)
pl. VII, fig. 2

Lectotype : Gryphaea gigantea J. de C. Sowerby, in A. Hallam (1968), pl. XII, fig. 50, 51, p. 115.

Nombre d'exemplaires : 10.

Occurrence : vallée Bisericii, Remeți ; colline Fruntea.

Position stratigraphique : Carixien, zone à *Ibex* — zone à *Spinatum*.

Reçue à la rédaction : le 10 mai 1978.

BIBLIOGRAPHIE

Almeras Y. (1964) Brachiopodes du Lias et du Dogger. *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon,* 5, Lyon.

Antonescu E. (1970) Cîteva date preliminare asupra conținutului palinologic al Triasicului inferior-Seisianului de la Bucea. Munții Pădurea Craiului. *D.S. Inst. Geol.,* LVI, 3, București.

Arkell W. J. (1956) Jurassic Geology of the World. *Oliver and Boyd LTD,* Edinburg, London.

Assereto R. (1974) Aegean si Bithynian : Proposal for Two New Anisian Substages. The Stratigraphy of the Alpine-Mediterranean Triassic. Symposium Wien, Mai 1973. *Öst. Akad. Wissensch. Schriftenreihe d. Erdwiss. Kommis.,* Bd. 2, Wien.

Bayle E. (1878) Fossiles principaux des terrains. Explication de la carte géologique de France. Paris.

Bleahu M., Dimitrescu R. (1957) Stratigrafia și tectonica Munților Apuseni. *Anal. Rom.-Sov., seria Geologie,* 2, București.

— Patrulius D., Tomescu Camelia, Bordea Josefina, Panin Ștefana, Rădan S. (1970) Date noi asupra depozitelor triasice din Munții Apuseni. *D.S. Inst. Geol.,* LVI, 4, *Stratigrafie,* București.

— Istocescu D., Diaconu M. (1971) Formațiunile preneogene din partea vestică a Munților Apuseni și poziția lor structurală. *D.S. Inst. Geol.,* LVII, 5 (1969—1970), București.

— Tomescu Camelia, Panin Ștefana (1972) Contribuții la biostratigrafia depozitelor triasice din Platoul Vașcău (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.,* LVIII, 3, București.

Bordea S., Istocescu D. (1970) Contribuții la studiul stratigrafic al Cretacicului (Neocomian-Turonian) din partea vestică a Munților Pădurea Craiului. *D.S. Inst. Geol.,* LV, 4, București.

Institutul Geologic al României

Borza K. (1970) Mikkrofazies mit Glomospira densa (Pantic 1965) aus der mittleren Trias der Westkarpaten. *Geol. Sbornik,* XXI, 1, Bratislava.

Buckman S. S. (1889—1909) A Monograph on the Inferior Oolite Ammonites of the British Islands. London.

Buckman S. S. (1909—1927) Yorkshire Type Ammonites and Type Ammonites (plates, partim). London.

Bystricky J. (1964) Slovensky Kras, Slovenska Akademia, 203, Bratislava.

Cîmpeanu St., Cîmpeanu N. (1968) Geologia și petrografia zonei cristaline cuprinsă între valea Drăganului și valea Iadului. *D.S. Inst. Geol.,* LIII, 3, București.

Dean W. T., Donovan D. T., Howarth M. K. (1961) The Liassic Ammonite Zones and Subzones of the North-West European Province. *Bull. British Museum (Nat. Hist.),* IV, 10, London.

Denckmann A. (1887) Über die geognostischen Verhältnisse der Umgebung von Dörnten nördlich Goslar. *Abh. geol. Spezialkarte von Preussen,* VIII, 2, Berlin.

Diaconu M., Ionescu S. (1966—1967) Contribuții la cunoașterea Triasicului și Jurasicului inferior din sectorul Valea Neagră de Criș (Pădurea Craiului). *D.S. Inst. Geol.,* LIV, 4 (1966—1967), București.

— (1967—1968) Asupra unor crinoide din Ladinianul Munților Pădurea Craiului. *D.S. Inst. Geol.,* LV, 3, București.

— Dragastan O. (1969) Triassic calcareous algae from the Apuseni Mountains (Rumania). *Rev. Palaeobotan. Palynol.,* 9, Amsterdam.

— Dragastan O. (1970) Date noi asupra depozitelor triasice din Pădurea Craiului (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.,* LVI, 4, București.

— Ionescu S. (1970) Contribuții la cunoașterea Triasicului și Jurasicului inferior din sectorul valea Neagră de Criș (Pădurea Craiului). *D.S. Inst. Geol.,* LVI, 4, București.

Dimitrescu R. (1959) Notă asupra geologiei regiunii Ciucea. *D.S. Com. Geol.,* XLII, București.

Dragastan O. (1967) Algues calcaires du Mesozoique de Roumanie et leur importance stratigraphique. *Assoc. Geol. Carp.-Balc., VIII-ème Congrès,* Belgrad.

Dumitrescu I., Săndulescu M., Lăzărescu V., Mirăuță O., Pauliuc S., Georgescu C. (1962) Mémoire à la Carte tectonique de la Roumanie. *An. Com. Geol.,* XXXII, București.

— Săndulescu M. (1968) Problèmes structuraux fondamentaux des Carpates roumaines et de leur avantpays. *An. Com. Geol.,* XXXVI, București.

Duncan P. Martin (1868) A monograph of the British Fossil Corals. Second series. *Palaeontographic Society,* IV/2, London.

Elmi S. (1967) Le Lias supérieur et le Jurassique moyen de l'Ardeche. *Documents du Lab. Fac. Sciences Lyon,* 19/1—2, Lyon.

— Gabilly J., Mattei J., Mouterde R., Rioult M. (1967) L'étage Toarcien zones et sous-zones d'ammonites. Pretiraj. *Colocviul asupra Jurasicului,* Luxembourg.

Fisher Rudolf (1970) Ammoniten aus dem Aalenium der nördlichen Kalkalpen. *N. Jb. Geol. Palläont. Mh.,* 585—604, Stuttgart.

Institutul Geologic al României

Fisch W. (1924) Beiträge zur Geologie des Bihargebirges. *Mitt. aus d. geol. Inst. Univ. v. Bern*, 1924, Berna.

Fucini A. (1919) Il Lias superiore di Taormina ed i suoi fossili. *Palaeontographia Italica*, XXV, Pisa.

Gabilly J. (1976) Évolution et systématique des Phymatoceratinae et des Grammoceratinae (Hildoceratoceae Ammonitina) de la région de Thouarstratotype du Toarcien. *Mém. Soc. Géol. Fr.*, LIV, 124, Paris.

Géczy B. (1967) Upper Liassic ammonites from Urkút, Bakony Mountains, Transdanubia, Hungary. *Ann. Univ. Sc. Budap.*, X (1966), Budapest.

— (1967 a) Ammonoides Jurassiques de Csernye, Montagne Bakony, Hongrie. Part. II, *Geologica Hungarica, Ser. Pal.*, 33, Budapest.

Giuşcă D. (1950) Le massif eruptiv de la Vlădeasa. *An. Com. Geol.*, XXIII, Bucureşti.

— Cioflica G., Savu H. (1965) Caracterizarea petrografică a provinciei banatitice. *An. Com. Stat Geol.*, XXXV, Bucureşti.

— Istrate G., Ştefan A. (1969) Le complex vulcanoplutonique de la Vládeasa, Roumanie. *Bull. volc.*, XXXIII/5, Napoli.

Givulescu R. (1954) Contribuţiuni la studiul Cretacicului superior din bazinul Borod. *Stud. cerc. st.*, Cluj.

— (1955) Contribuţii la stratigrafia şi tectonica părţii de răsărit a Munţilor Rez. *Stud. cerc. st. ser.* III/34, *Acad. R.P.R.*, filiala Cluj.

— (1957) Cercetări geologice în bazinul neogen al Borodului (reg. Oradea). *Stud. cerc. geol.*, Anul VIII, 1—2, *Acad. R.P.R.*, filiala Cluj.

Guex J. (1970) Un problème concernant la sous-zone à Braunianus (Toarcien moyen). *Eclogae Geol. Helv.*, 63, 2, Bâle.

— (1971) Sur la classification des Dactylioceratidae (Ammonoidea) du Toarcien. *Eclogae geol. Helv.*, 64/2, Bâle.

— (1972) Répartition biostratigraphique des ammonites du Toarcien moyen de la bordure sud des Causses (France) et révision des ammonites décrites et figurées par Monestier (1931). *Eclogae geol. Helv.*. 65/3, Bâle.

— (1973) Aperçu biostratigraphique sur le Toarcien inférieur du Moyen-Atlas marocain et discussion sur la zonation de ce sous-étage dans les séries méditerranéenes. *Eclogae geol. Helv.*, 66/3, Bâle.

— (1973) Dimorphisme des Dactylioceratidae du Toarcien. *Eclogae geol. Helv.*, 66/3, Bâle.

Haas O. (1913) Die Fauna des mittleren Lias von Ballino in Südtirol, II, *Teil. Beitr. Palaeont. Geol. Österreich-Ungarns*, Wien.

Hallam A. (1968) Morphology, palaeoecology and evolution of the genus Gryphaea in the British Lias. *Phil. Trans. of the Royal Soc. of London Series B*, 792, 254, London.

Hauer F. (1852) Über die Geologische Beschaffenheit des Korostahles im östlichen Theil des Biharer Komitates. *Jahrb. geol. R. A.*, III.

Herak M. (1965) Comparative study of some Triassic Dasycladaceae in Juguslavia. *Geol. Vjesnik svez.*, 18, 1, Zagreb.

— (1967) Mesozoische Kalkalgen der Insel Chios (Griechenland). *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 129/1, Stuttgart.

Institutul Geologic al României

Hoffmann K., Martin G. P. R. (1960) Die Zone des Dactylioceras tenuicostatum (Torcien, Lias) in NW- und SW Deutschlands. *Pal. Zeitschrift.* 24, 2, Stuttgart.

Howarth M. K. (1958) A Monograph of the Ammonites of the Liassic Family Amaltheidae in Britain, I—II, London.

— (1962) The Jet Rock Series and the Alum Shale Series of the Yordshire Coast. *Proceed. York Geol. Soc. Hull.*, London.

Hurka H. (1966) Variationsstatistische Untersuchungen und anisiche Dasycladaceen aus den Prager-Dolomiten in Südtirol. Inaug. Dissertation. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 128/1, Stuttgart.

— (1969) Umbildungstendenzen der Astformen in Physoporella-Oligoporella-Populationen (Dasycladaceen) aus dem Anis der Prager-Dolomiten (Italien). *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, 2, Stuttgart.

Istocescu D., Diaconu M., Istocescu Felicia (1968) Contribuții la cunoașterea stratigrafiei depozitelor mezozoice de pe marginea sudică a Munților Rez. *D.S. Inst. Geol.*, LIII, 3, București.

— Istocescu Felicia (1974) Considerații geologice asupra depozitelor neogene ale Bazinului Crișurilor. *Stud. cerc. geol.*, 19, București.

Istrate G. (1975) Formațiunea riolitelor ignimbritice din partea vestică a Masivului Vlădeasa (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LXI, 1, București.

Janensch W. (1902) Die Jurensisschichten des Elsass. Abhandlungen zur Geologischen Spezialkarte von Elsass-Lothringen. N. F. H. V., Strassbourg.

Kräutner Th. (1930) Recherches géologiques et pétrographiques dans les massifs cristallins du NW de la Transylvanie. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XXII, București.

— (1939) Die geologischen Verhältnisse des östlichen Teiles des Pădurea Craiului. *Bul. Soc. Rom. Geol.*, IV, București

— (1941) Étude géologiques dans la Pădurea Craiului. *C.R. Inst. Geol. Roum.*, XXV (1936—1937), București.

Lupu Denisa, Lupu M. (1960) Contribuții la cunoașterea faunei de rudiști din Senonianul Munților Apuseni. *Stud. cerc. geol*, V, 4. București.

— (1974) Contribuții la studiul faunei senoniene de rudiști din Munții Apuseni. *Mem. Inst. Geol. Geofiz.*, XXIV, București.

— (1975) Faciesul litoral al Campanianului superior-Maastrichtianului inferior în Munții Apuseni de Nord. *Stud. cerc. Acad. R.S.R.*, 20/2, București.

Mattei J. (1969) Definition et interprétation de Pseudopolyplectus, nov. gen (Harpoceratinae, Ammonoidea) du Toarcien d'après un material des Causses et du Bas-Languedoc. Application de la notion d'ensembles à l'étude de populations fossiles. *Geobios.*, 2, Lyon.

Matyasowszky J. V. (1884) Geologische Aufnahmen des Kiralyhargo- und des Tales der Schnellen Köros. *Közl. Földt.*, XIV, Budapest.

Maubeuge P. L. (1957) Les Ammonites de la zone à Dactylioceras semicelatum-tenuicostatum dans l'Est de la France et plus spécialement dans la Grand-Duché de Luxembourg, Luxembourg.

Merla G. (1933) Ammoniti giuresi dell Appenino Centrale. I. Hildoceratidae. *Palaeontografia Italica*, XXXIII, Siena.

Institutul Geologic al României

Mitzopoulos M. K. (1930) Beiträge zur Cephalopoden-Fauna des oberen Lias der Alta Brianza. Athen.

Moore R. C. (1957) Treatise on Invertebrate. Paleontology Part L., Cephalophoda. New York.

— (1965) Treatise on Invertebrata Paleontology Part H. Brachiopoda, 2, New York

Mouterde R., Enay R., Cariou E., Contini D., Elmi S., Gabilly J., Mongold Ch., Mattei J., Rioult M., Thierry J., Tintant H. (1971) Les zones du Jurassique en France. *C.R. Somm. de Seances Soc. Géol. Fr.*, 6, Nancy.

Negri L. (1933) Revisione delle ammoniti liassiche della Lombardia occidentale. I. *Palaeontografia Italica*, XXXIV, Siena.

Orbigny A. d' (1842—1849) Paléontologie française. Terrains jurassiques. Cephalopodes. Paris.

Ott E. (1972) Die Kalkalgen-Chronologie des alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. *N. Jb. Geol. Paläont.*, 141/1, 81—115, Stuttgart.

Palfy M. (1917) Geologische Notizen über den Zusammennang des Bihargebirges mit dem Kiralyerdö, Jahresbericht geol. Reichsanst. für 1915, Budapest.

Fantic S, Mojsilovic S. (1969) Facial characteristics of Triassic sediments of the Valjevo-Podringe Mountains (Western Seria). *Buol. of the Inst. for Geol. and Geophys. Research, seria A.*, 26, Beograd.

— (1970) Caractéristiques micropaléontologiques de la colonne triassique de l'anticlinal de Zdrele (Serbie Orientale). *Vesnik, bull. A.*, XXVIII, Beograd.

Papiu C. V., Mînzatu Silvia, Iosof V., Giuşcă R., Jacotă G. (1968) Contribuţii la cunoaşterea alcătuirii mineralogice a genezei lehmului bauxitifer din Masivul Pădurea Craiului (Munţii Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LIV, 1, Bucureşti.

— Mînzatu Silvia (1969) Ipoteză asupra genezei bauxitelor din masivul Pădurea Craiului (Munţii Apuseni). *An. Com. Stat Geol.*, XXXVII, Bucureşti.

— Mînzatu Silvia, Iosof V. (1970) Asupra caracterelor petrologice ale bauxitelor din Munţii Bihorului (regiunea văii Galbina). *D.S. Inst. Geol.*, LVI, 1, Bucureşti.

— Mînzatu Silvia, Iosof V., Udrescu Constanţa, Giuşcă R. (1970) Caracterele chimico-mineralogice ale bauxitelor din Masivul Pădurea Craiului. *An. Inst. Geol.*, XXXVIII, Bucureşti.

Patrulius D. (1956) Contribuţiuni la studiul geologic al Pădurii Craiului. *D.S. Com. Geol.*, XL (1952—1953), Bucureşti.

— (1960) La couverture mésozoique des massifs cristallins des Carpates orientales. *Annales Inst. Geol. Publici Hungarici*, XLIX, 1, Budapesta.

— (1964) Affinités provinciales et voies de migration de quelques faunes jurassiques des Carpates Roumaines et de l'avant-pays carpatiques. *Colloque du Jurassique, Luxembourg*, 1962, *C.R. et Mémoire*, Luxembourg.

— (1965) Inventar sumar al algelor calcaroase neojurasice şi eocretacice din Carpaţii Româneşti şi Platforma Precarpatică. *D.S. Inst. Geol.*, LI, 2, Bucureşti.

— Bleahu M. (1967) Le Trias des Monts Apuseni. *Geol. Sbornik*, XVIII/2. Bratislava.

Institutul Geologic al României

— Istocescu D. (1967) Cîteva fosile oxfordiene din Pădurea Craiului (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LIII, 2, București.
— Bleahu M. (1968) Aspects fondamentaux de la Géologie du Mesozoique de Roumanie. *An. Com. Stat Geol.*, XXXVI, București.
— Ștefănescu M., Popa Elena, Popescu Ileana (1968) Geology of the Inner Zones of the Carpathian Bend. *Guide to Excursion* 50 *AC*, Bucharest.
— (1970) Inventar sumar al algelor Dasycladaceae triasice din Carpații Românești. *D.S. Inst. Geol.*, LV, 3, București.
— Lupu M., Borcoș M. (1968) Notă explicativă la harta geologică scara 1 : 200.000 Șimleul Silvaniei, București.
— Popa Elena (1970) Lower and Middle Jurassic ammonite zones in the Roumanian Carpathians. *Annales Instituti Geologici Publici Hungarici*, LIV, 2, Budapest.
— Popescu Ileana, Bordea S. (1971) Atlas litofacial II — Triasic, București.
— Bleahu M., Popescu Ileana, Bordea S. (1971) Guidebook to excursions of the II-nd Triassic Colloquium Carpatho-Balkan Association. The Triassic Formations of the Apuseni Mountains and of the East Carpathian Bend. Bucharest.
— (1972) Permianul autohtonului de Bihor (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, 4 (1971), București.
— Popescu Ileana, Popa Elena (1972) Atlas Litofacial III — Jurasic. 2-a Corelări stratigrafice, București.
— Popa Elena, Cîmpeanu St., Orășanu Th. (1973) Harta geologică scara 1 : 50.000 foaia Remeți, București.

Paucă M., Istocescu D., Istocescu Felicia (1968) Bazinul neogen al Vadului. *D.S. Inst. Geol.*, LIV, 1, București.
— (1973) Probleme geologice în bazinele neogene din vestul și nord-vestul României. *Stud. cerc. geol. geogr.*, II, Piatra Neamț

Pauliuc S. (1958) Contribuțiuni la studiul depozitelor mezozoice din regiunea Remeți (Pădurea Craiului). *Analele Univ. C. I. Parhon*, 17, București.

Pia J. (1920) Les siphonées vericillés du Carbonifère au Cretacé. Ed. Techniq. (1961), 236, Paris.

Pinna G. (1966) Ammonti del Lias superiore (Toarciano) dell Alpe Turati (Erba, Como). *Mem. Soc. Ital. Sci. natur.*, XIV, II, Milano.
— (1968) Ammonti del Liae superiore (Toarcian) dell Alpe Turati (Erba Como). Parte III. *Mem. Soc. Ital. Sci. natur.*, XVII, I, Milano.
— (1969) Revisione delle Ammoniti figurate da Giuseppe Meneghini nella Tav. 1—22, della „Monographie des fossiles du calcaire rouge ammontique" (1867—1881). *Mem. Soc. Ital. Sci. natur.*, XVIII, I, Milano.
— Levi-Setti F. (1971) I Dactylloceratidae della provincia mediterranea (Cephalopoda, Ammonoidea). *Mem. Soc. Ital. Sci. natur.*, XIX, II, Milano.

Popa Elena (1967) Amoniții Toarcianului superior autohton (zona cu Grammoceras Thoursense) din Munții Perșani (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.*, LIII, 2, București.

Institutul Geologic al României

— (1969) Asupra prezenței speciei Pleuroceras solare (Zona Spinatum) în calcarele Domerianului autohton din Munții Perșani (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.*, LIV, București.
— (1970) Asupra prezenței zonei Tenuicostatum (Toarcian inferior) în împrejurimile Brașovului, la Cristian (Carpații Orientali). *D.S. Inst. Geol.*, LV, București.
— (1971) Amoniți din zona Bifrons în Toarcianul din grabenul Remeți (Munții Apuseni). *D.S. Inst. Geol.*, LVIII, București.
— Dragastan O. (1973) Alge și foraminifere triasice (Anisian-Ladinian) din estul Pădurii Craiului (Munții Apuseni). *Stud. cerc. ser. Geologie*, 2, 18, *Ed. Acad. R.S.R.*, București.
Preda I. (1962) Studiul geologic al regiunii Roșia Meziad (Munții Pădurea Craiului). Ed. Acad. Rom., București.
Prinz G. (1904—1907) Die Fauna der ältern Jurabbildungen im nordöstlichen Bakony. *Mitt. a. d. Jahrb. k. ung. geol. R. Anst.*, XV, Budapest.
Quenstedt F. A. (1883—1885) Die Ammoniten der schwäbischen Jura 1. Bd. Der Schwarze Jura (Lias). Stuttgart.
Răileanu Gr. (1956) Cercetări geologice în regiunea Roșia (Munții Pădurea Craiului). *Analele Univ. C. I. Parhon ser. St. Nat.*, 12, București.
— Patrulius D., Bleahu M., Năstăseanu S. (1968) Aspects fondamentaux de la geologie du Mésozoique du Roumanie. *Ann. Com. Géol.* XXXVI, București.
Rieber H. (1963) Ammonites und Stratigraphie des Braunjura β der Schwäbischen Alp. *Palaeontografica*, 122, A, Stuttgart.
Rozlozsnik P. (1916) Fortläufer Bericht über die Art des Auftretens der Bauxita im nördlichen Bihar, Kiralyerdö. *Jahresb. ung. Geol.*, A., Budapest.
Sapunov I. (1963) Toarski amoniti ot semeistvo Dactylioceratidae ot zapadna Bilgaria. *Travaux sur la Géologie de Bulgarie — Serie Paléontologie*, V, Sofia.
Smidt-Effing R. (1972) Die Dactylioceratidae, eine Ammonitenfamilie de unteren Jura. *Münster. Forsch. Geol. Paläont. Heft.* 25/26, Münster.
Semaka A. (1969) Die Selenocarpus-Flora aus dem Apuseni-Gebirge (Rumänien). *Neues Jb. Geol. Paläont. H.* 10, Stuttgart.
Shummesberger H., Wagner L. (1972) Grossreifling und Gutenstein, zwei typische Profile der Alpinen Trias. Sympos. Mikrofazies und Mikrofauna der Alpinen Trias und deren Verwendung. Inssbruck.
Siblik M. (1966) Ramenonozsci kosteleckeno bradla. *Geologické prace. Zprávy*, 38, Bratislava.
Spath L. F. (1938) A catalogue of the Ammonites of the liassic family Liparoceratidae in the British Museum (Natural History), London.
Stankevici E. S. (1964) Ammonitî iurskih pesciano-glinistîh otlojenii Severnovo-Zapadnovo Kavkaza Akademia Nauk CCCP, Moskva.
Szadeczky J. (1930) Asupra vîrstei eruptivului de la Vlădeasa. *D.S. Inst. Geol. Rom.*, XV, București.
Szontagh Th. (1901) Der Kiralyerdö im Biharer Komitat (letzte Aufnahme Hoffmanns). *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, 1898, Budapest.
— (1885) Über die Geologie der Umgebung von Rossia und Sklovutanka. *Jahrb. d. k. ung. geol. Anst.*, Budapest.

Institutul Geologic al României

Şuraru M. (1957) Contribuţii la cunoaşterea faunei de coralieri din Cretacicul superior al bazinului Borodului. *Bul. Univ. Babeş-Bolyai. S. 1, St. Nat.*, V, I, 1—2, Cluj.

— (1961) Forme noi de coralieri din Cretacicul superior al bazinului Borodului. *Stud. cerc. geol.*, 6, 4, Bucureşti.

— (1962) Contribuţiuni la cunoaşterea faunei de coralieri din Cretacicul superior al bazinului Borodului. *Stud. Univ. Babeş-Bolyai, Geol., Geogr.*, 1, Cluj.

Tollmann E. K., Tollmann A. (1967) Crinoiden aus dem Zentralalpinen Anis (Leithagebrige, Thorler Zug und Radstädter Tauern). *Wiss. Arbeit aus dem Burgenland.* 36, Eisenstadt.

Topcişvili M. V. (1969) Stratigrafia i fauna nijneiurskih otlojenii Gzirulskova masiva. Tbilisi.

Tozer E. T. (1974) Definitions and Limits of Triassic Stages and Substages : Suggestions Prompted by Comparisons Between North America and The Alpine Mediterranen Region. Stratigraphy of the Alpine Mediteranen Triassic-Symposium Wien, Mai 1973. *Öst. Akad. Wissensch. Schriftreihe d. Erdwiss. Kommis.* 2, Wien.

Zaninetti L., Brönnimann P., Band A. (1972) Essai de zonation d'après les Foraminifères dans l'Anisian moyen et superieur des Préalpes medianes rigides (Préalpes romandes, Suisse et Préalpes du Chablais. France). *Eclogae geol. Helv.*, 65/2, Bâle

Zapfe H. (1974) Trias in Österreich. The Stratigraphy of the Alpine Mediterranean Triassic, Symposium Wien, Mai 1973, *Öst. Akad. Wissensch., Schriftenreihe d. Erwiss. Kommis.*, 2, Wien.

Wolf H. (1863) Bericht über die geologische Aufnahme Korostal in Ungarn im Jahre 1860, *Jahrb. geol. R. A.*, XIII, Wien.

Wright T. (1884) Monograph of the Lias Ammonites of the British Islands. *Palaeontographical Society*, III, London.

*** Preliminary Report on Lithostratigraphic Units and Stratotypes. International geological Congress. Montreal, Canada, 1970.

EXPLICATION DES PLANCHES

Planche IV

Fig. 1. — *Phylloceras frondosum* (Reynès). Domérien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu.
1a, latéral ; 1b, ventral ; (×2).

Fig. 2. — *Dactylioceras tenuicostatum* (Y. et B.). Toarcien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu.
2a, latéral ; 2b, ventral ; (×1).

Institutul Geologic al României

Fig. 3. — *Nodicoeloceras crassoides* (Simpson). Toarcien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu.
3a, latéral ; 3b, ventral ; (×1).
Fig. 4. — *Dactylioceras* sp. aff. *semicelatum* Simp. juv. Toarcien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu.
4a, latéral ; 4b, ventral ; (×1).
Fig. 5. — *Dactylioceras* sp. cf. *helianthoides* Yok. Toarcien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu (×1).
Fig. 6. — *Hildoceras* cf. *semipolitum* Buckman. Toarcien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu.
6a, latéral ; 6b, ventral ; (×1).
Fig. 7. — *Catacoeloceras* cf. *broilii* (Mitzopoulos). Toarcien. Bratca — versant gauche de la vallée du Boiu ; (×1).
Fig. 8. — *Brodieia* sp. aff. *clausum* Merla. Toarcien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu.
8a, latéral ; 8b, ventral ; (×1).

Planche V

Fig 1. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle). Toarcien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu (×1).
Fig. 2. — *Polyplectus discoides* (Zieten). Toarcien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu (×1).
Fig. 3, 4, 5. — *Hildoceras bifrons* (Bruguière). Toarcien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 6. — *Hildoceras sublevisoni* Fucini. Toarcien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).

Planche VI

Fig. 1. — *Hildoceras sublevisoni* Fucini. Toarcien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 2. — *Dactylioceras* sp. aff. *D. acanthus* d'Orb. Toarcien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 3, 4. — *Hildoceras* cf. *semipolitum* Buckman. Toarcien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 5. — *Polyplectus apenninicus* (Haas). Toarcien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 6. — *Gryphaea mccullochii mccullochii* J. de C. Sow. Carixien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).

Planche VII

Fig. 1. — *Gryphaea mccullochii mccullochii* J. de C. Sow. Carixien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 2. — *Gryphaea* sp. (ex gr. *G. gigantea* J. de C. Sow.). Carixien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 3. — *Ludwigia* sp. juv. Aalénien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 4. — *Ludwigia subtuberculata* Rieber. Aalénien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).

Institutul Geologic al României

Planche VIII

Fig. 1. — *Ludwigia* cf. *murchisonae* (Sow.) Aalénien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 2. — *Ludwigia subtuberculata* Rieber. Aalénien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 3. — *Ludwigia* aff. *tuberata* (Buckman). Aalénien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).
Fig. 4. — *Gryphaea mccullochii mccullochii* J. de C. Sow. Carixien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).

Planche IX

Fig. 1, 2. — *Beaniceras luridum* (Simps.). Carixien. Affluent droit de la vallée du Leșu, F_1 (×1,8).
Fig. 3, 4. — *Beaniceras luridum* (Simps.). Carixien. Affluent droit de la vallée du Leșu, F_1 (×2).
Fig. 5. — *Pleuroceras solare* (Phillips). Domérien. Affluent gauche de la vallée du Leșu, F_2 (×1).
Fig. 6. — *Pleuroceras solare* (Phillips). Domérien. Affluent gauche de la vallée du Leșu, F_2 (×2).
Fig. 7. — *Zeilleria* sp. ex gr. *Z. cornuta* (J. de C. Sow.). Carixien. Affluent droit de la vallée du Leșu, F_1 (×1,7).
Fig. 8, 9. — *Zeilleria* sp. ex gr. *Z. subnumismalis* (Dav). Carixien. Affluent droit de la vallée du Leșu, F_1 (fig. 8, grandeur naturelle ; fig. 9, ×1,08).
Fig. 10. — *Entolium* sp. Carixien. Vallée Bisericii-Remeți (×2).

Planche X

Fig. 1. — *Uptonia* sp. ex gr. *jamesoni* (Sow.) Carixien. Bratca — versant gauche de la vallée du Boiu.
Fig. 2. 3. — *Pseudogrammoceras* cf. *dœrntense* (Denckmann). Toracien. Colline Fruntea, F_3 (×1).
Fig. 4. — *Grammoceras* sp. ex gr. *G. thouarsense thouarsense* (d'Orb.). Toarcien. Colline Fruntea, F_3 (×1).

Planche XI

Fig. 1. — Amonites ex fam. Tulitidae Buckman. Bathonien. Colline Fruntea (×1).
Fig. 2. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle). Toarcien supérieur. Bord est du bassin de Borod (×1).
Fig. 3. — *Dumortieria* sp. Toarcien supérieur. Bord est du bassin de Borod (×1).
Fig. 4. — *Pleydellia* (?) sp. Toarcien supérieur. Bord est du bassin de Borod (×1).
Fig. 5. — *Hildoceras sublevisoni* Fucini. Toarcien. Bratca — versant gauche de la vallée du Boiu (×1).
Fig. 6, 7. — *Hildoceras sublevisoni* Fucini. Toarcien. Vallée Bisericii-Remeți (×1).

Institutul Geologic al României

Planche XII

Fig. 1—4. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle). Toarcien. Bratca — versant ouest de la vallée du Boiu (×1).

Planche XIII

Fig. 1—3, 5. — *Pseudogrammoceras fallaciosum* (Bayle). Toarcien. 1—3 Bratca, versant ouest de la vallée du Boiu (×1). 5 — Vallée Bisericii-Remeți.
Fig. 4. — *Ludwigia* aff. *tuberata* (Buckman). Aalénien. Remeți-Colline Fruntea (×1).

Planche XIV

Fig. 1. — *Ludwigia subtuberculata* Rieber. Aalénien. Remeti-Colline Fruntea (×1).
Fig. 2. — *Ludwigia* aff. *tuberata* (Buckman). Aalénien. Remeti-Colline Fruntea (×1).
Fig. 3, 4. — *Heterastraea eveshami* (Duncan). Vallée du Boiu-Bratca : 3 = (×0,5) ; 3a = détail (×1,8) ; 4 = (×0,7).

Planche XV

Fig. 1. — *Heterastraea eveshami* (Duncan). Vallée du Boiu — Bratca. 1 = section (×8).
Fig. 2, 3. — *Heterastraea tomesii* (Duncan). Vallée du Boiu — Bratca : 2 = (×0,7) ; 2a = détail (×1,5) ; 3a, b = sections (×10).

Planche XVI

Fig. 1. — Encrinite constitué d'entroques de *Dadocrinus gracilis* (Buch.) et *Encrinus* sp.
Fig. 2. — Biomicrite à *Physoporella pauciforata* (Gümbel), *Ph. minutula* (Gümbel), *Diplopora hexaster* (Pia) et *Ammobaculites* sp., hypotype coll. I. G. no 20.962, est Lorău.
Fig. 3. — Biomicrite à *Physoporella pauciforata* (Gümbel) et Cyanophyceae (Oncolithe).
Fig. 4. — *Solenopora simionescui* Dragastan, hypotype coll. I. G. no 20.960, sommet Vîrful Hagăului (×25).

Planche XVII

Fig. 1. — Biomicrite à *Diplopora hexaster* (Pia) et *Physoporella minutula* (Gümbel), hypotype coll. I. G. no 20.963, versant ouest de la vallée Iadului.
Fig. 2. — Biopelmicrite à *Teutloporella hirsuta* (Pia) ; hypotype coll. I. G. no 20.961, ouest Lorău.

Institutul Geologic al României

Fig. 3. — Biomicrite à *Macroporella perforatissima* Pia et *Physoporella minutula* (Gümbel) ; hypotype coll. I. G. no 20.962, est Lorău.
Fig. 4. — Biomicrite à *Physoporella pauciforata* (Gümbel) ; hypotype coll. I. G. no 20.963, versant ouest de la vallée Iadului.

Planche XVIII

Fig. 1. — Biomicrite à *Oligoporella pilosa* Pia ; hypotype coll. I. G. no 20.961, ouest Lorău.
Fig. 2. — Biomicrite à *Physoporella pauciforata* (Gümbel) ; hypotype coll. I. G. no 20.964, versant est de la vallée Iadului.
Fig. 3. — Biomicrite à *Macroporella alpina* Pia et *M. perforatissima* Pia ; hypotype coll. I. G. no 20.962, est Lorău.
Fig. 4. — Biomicrite à *Physoporella pauciforata* (Gümbel) ; hypotype coll. I. G. no 20.964, versant est de la vallée Iadului.

Planche XIX

Fig. 1. — Biomicrite á *Oligoporella* cf. *prisca* Pia ; hypotype coll. I. G. no 20.962, est Lorău.
Fig. 2. — Biomicrite à *Physoporella pauciforata* (Gümbel) ; hypotype coll. I. G. no 20.962, est Lorău.
Fig. 3. — Biomicrite à *Diplopora hexaster* (Pia). Coll. I. G. no 20.962, est Lorău.
Fig. 4. — Biomicrite à *Diplopora hexaster* (Pia) et *Physoporella pauciforata* (Gümbel) ; hypotype coll. I. G. no 20.962, est Lorău.

Planche XX

Fig. 1. — Biomicrite à *Oligoporella pilosa* Pia ; hypotype coll. I. G. no 20.961, ouest Lorău.
Fig. 2. — Biomicrite à *Physoporella pauciforata* (Gümbel) ; hypotype coll. I. G. no 20.962, est Lorău.
Fig. 3. — Biopelmicrite à *Diplopora annulata* f. *trichophora* Pia et à thalle recristalisé ; hypotype coll. I. G. no 20.966, versant est vallée du Boiu.
Fig. 4. — Biopelsparite à *Diplopora annulata* f. *vesiculifera* Pia, hypotype coll. I. G. no 20.958, versant est de la vallée Brătcuța (×25).

Planche XXI

Fig. 1. — Biomicrite à „*Acicularia*" sp., ouest Lorău.
Fig. 2. — Biopelsparite à *Diplopora annulata f. vesiculifera* Pia ; hypotype coll. I. G. no 20.958, versant est de la vallée Brătcuța.
Fig. 3. — Biopelsparite à *Griphoporella guembeli* Pia ; hypotype coll. I. G. no 20.959, colline Rujet-Remeți.
Fig. 4. — Biopelsparite à *Physoporella likana* Herak ; hypotype coll. I. G. no 20.959, colline Rujet-Remeți.

Institutul Geologic al României

Planche XXII

Fig. 1. — Biopelsparite à *Oligoporella chia* Herak ; hypotype coll. I. G. no 20.959, colline Rujet-Remeți.

Fig. 2. — Biopelsparite à *Diplopora annulata* f. *trichopora* Pia ; hypotype coll. I. G. no 20.959, colline Rujet-Remeți.

Fig. 3. — Biopelsparite à *Gyroporella maxima* Pia ; hypotype coll. I. G. no 20.959, colline Rujet-Remeți.

Fig. 4. — Biopelsparite à *Cayeuxia lemaitrae* Dragastan ; hypotype coll. I. G. no 20.960, sommet Vîrful Hagăului.

Institutul Geologic al României

ELENA POPA

CARTE GÉOLOGIQUE DE LA PARTIE ORIENTALE DE PĂDUREA CRAIULUI ET DU BORD EST DU BASSIN DE BOROD

0 1 2 Km

LÉGENDE

HOLOCÈNE	qh	Dépôts alluviaux
PLÉISTOCÈNE	qp	Terrasses et dépôts de piémont
SARMATIEN	sm	Marnes blanches tuffacées, tuffites gréseuses, conglomérats, localement charbons
SÉNONIEN	sn	Conglomérats, grès, calcaires à rudists (faciès de Gosau)
BARRÉMIEN NÉOCOMIEN	ne+br / b / a	Calcaires a characées, calcaires stratifiés et massifs à pachiodontes (b); Bauxites (a)
CALLOVIEN MOYEN-TITHONIQUE	cl_2-th	Calcaires massifs et stratifiés partiellement à accidents siliceux
BAJOCIEN-CALLOVIEN INF.	bj-cl_1	Calcaires oolithiques et pseudo-oolithiques micritiques à Entoltum, calcaires oolithiques localement schisteux
SINÉMURIEN SUP-AALÉNIEN	si_2-aa	Calcaires marneux localement subnoduleux à Ludwigia spp. marnes et marnocalcaires, calcaires à accidents siliceux, calcaires spathiques à Gryphaea
HETTANGIEN-SINÉMURIEN	he-si_1	Grès quartzitiques et argiles partiellement réfractaires, en base argiles rouges et brèches calcaires
LADINIEN	ld	Calcaires marmoréens et brèches calcaires à algues Solenoporacées Codiacees et Dasycladacees
ANISIEN	an / a	Dolomies (a); calcaires en plaques à Costatoria costata, calcaires vermiculés à algues Dasycladacées
CAMPILIEN SUP.	w_2+an / a	
SÉISIEN-CAMPILIEN INF.	w_1+w_2	Grès et conglomérats quartzitiques, schistes argileux
PERMIEN	P	Brèches rouges à éléments de micaschistes chloriteux, schistes satinés violacés, grès vermiculés
PROTÉROZOIQUE-PALÉOZOIQUE (?)		Schistes cristallins

ROCHES MAGMATIQUES

MAGMATITES NÉOCRÉTACÉES ET PALÉOCÈNES	Dacites et rhyolites nondifférenciées ($\delta\varrho$); rhyolites (ϱ); andésites (α); dacites (δ); microgranites porphyriques ($M\pi^{II}$); porphyres granitiques ($\Pi\pi$)

- Limite stratigraphique normale
- Limite lithologique
- Limite indiquant discontinuité stratigraphique
- Limite des formations quaternaires
- Nappe de charriage
- Faille
- Axe d'anticlinal
- Axe de synclinal
- Position des couches
- Point fossilifère
- Carrière
- Glissement de terrain
- Position des sections géologiques
- Doline
- Grotte
- Entrée de galerie

ANUARUL INSTITUTULUI DE GEOLOGIE ŞI GEOFIZICĂ, VOL. LVIII

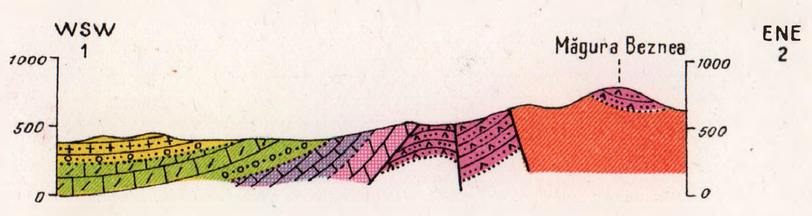
Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

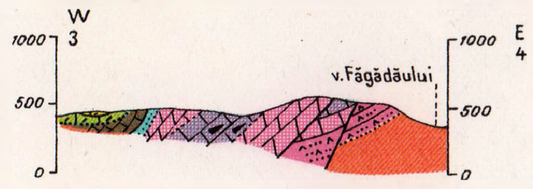
Institutul Geologic al României

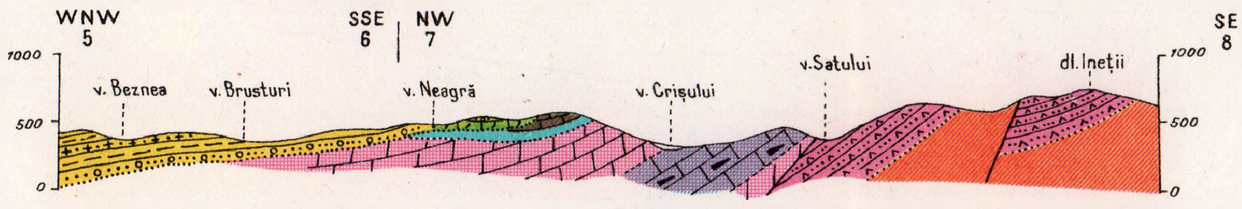
ELENA POPA

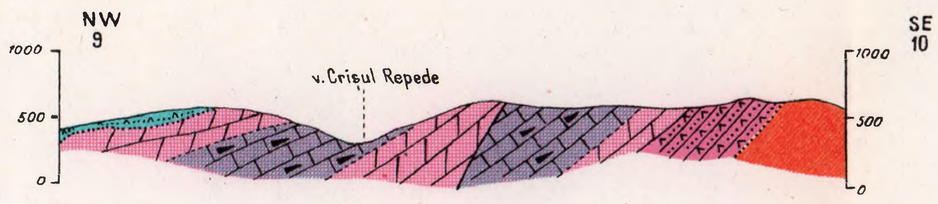
SECTIONS GÉOLOGIQUES DANS LE SECTEUR ORIENTAL DE PADUREA CRAIULUI ET LE BASSIN DE BOROD

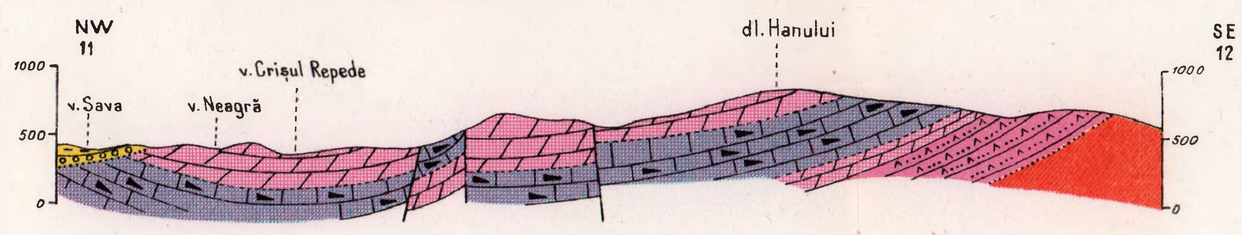
0 1 2 Km

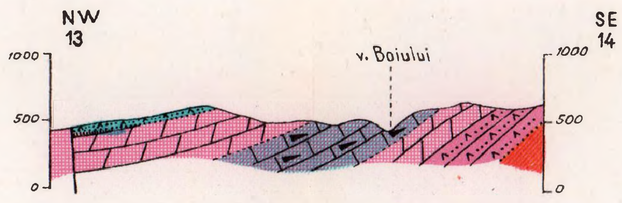


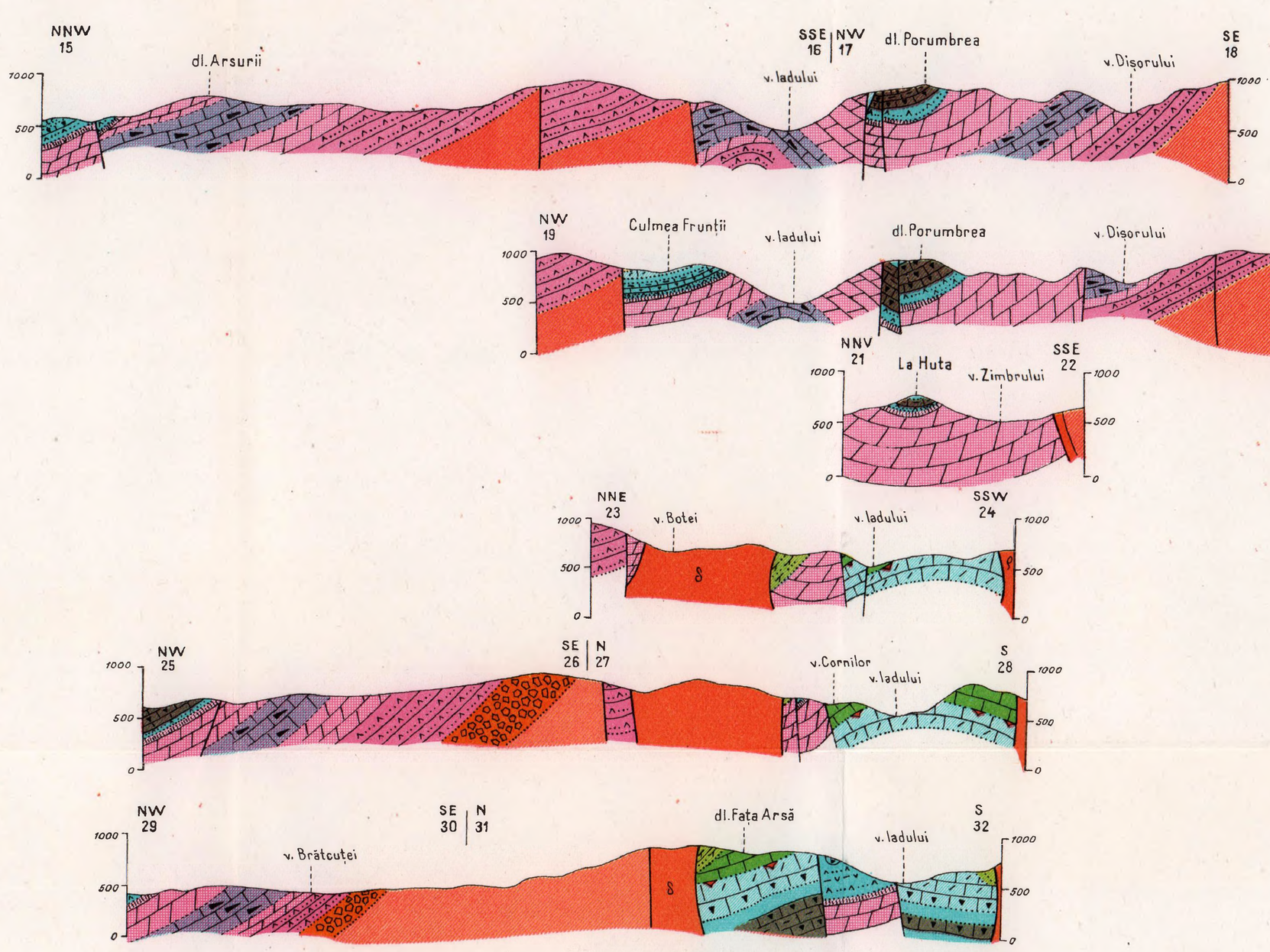












LÉGENDE

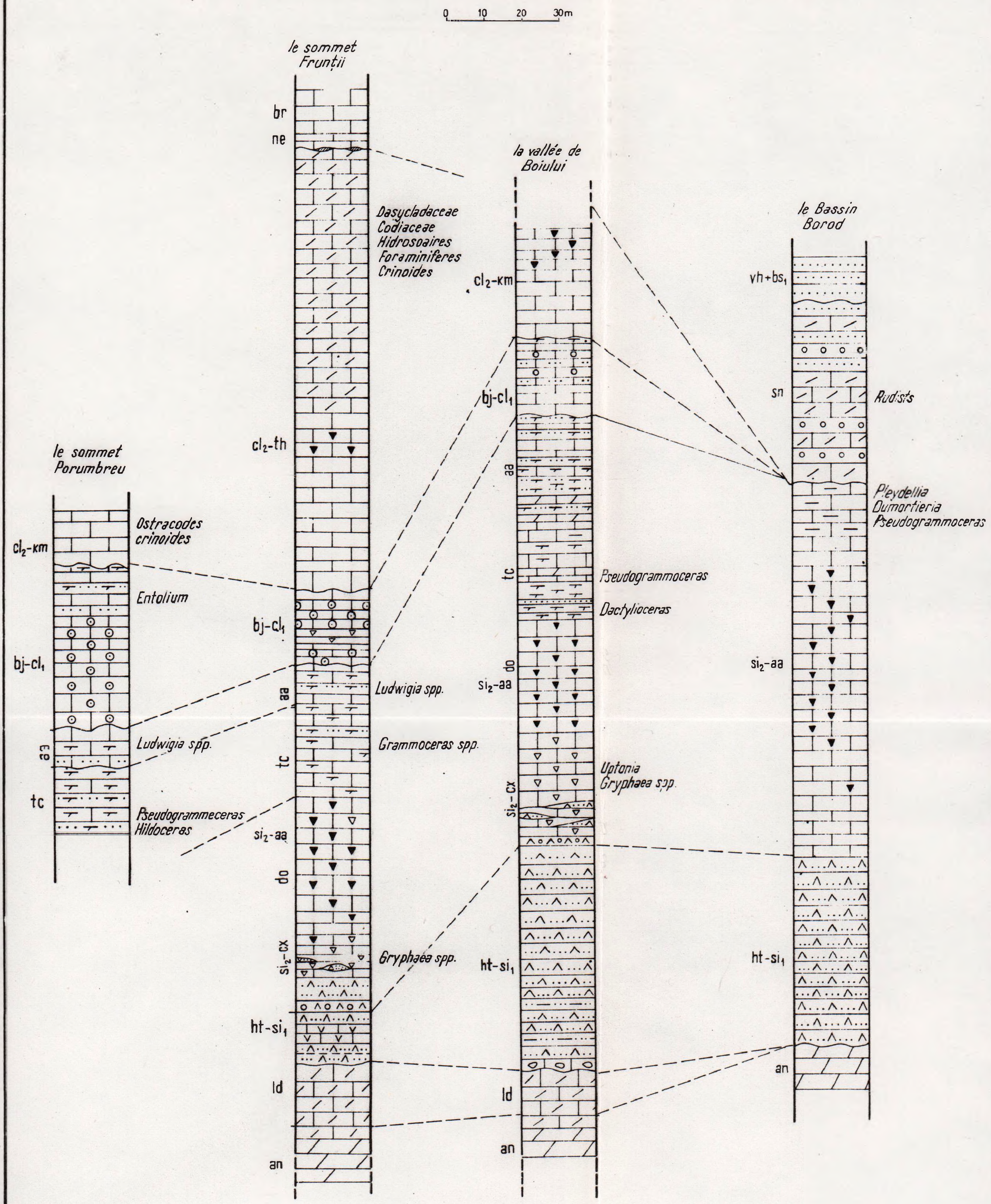
HOLOCÈNE		Dépôts alluviaux
PLÉISTOCÈNE		Terrasses et dépôts de piémont
SARMATIEN		Marnes blanches tuffacées, tuffites gréseuses, conglomérats localement charbons
SÉNONIEN		Conglomérats, grès, silthites marneuses, calcaires à rudists (faciès de Gosau)
BARRÉMIEN NÉOCOMIEN	b / a	Calcaires à characées: calcaires stratifiés et massifs à pachiodontes (faciès urgonien) (b); Bauxites (a)
CALLOVIEN MOYEN-TITHONIQUE		Calcaires massifs et stratifiés localement à accidents siliceux
BAJOCIEN - CALLOVIEN INF.		Calcaires oolithiques et pséudo-oolithiques micritiques à Entolium, calcaires silthiques localement schisteux
SINÉMURIEN SUP. - AALÉNIEN		Calcaires marneux localement subnoduleux à Ludwigia spp. marnes et marnocalcaires à accidents siliceux, calcaires spathiques à Gryphaea
HETTANGIEN - SINÉMURIEN INF.		Grès quartzitiques et argiles partiellement réfractaires, en base argiles rouges et brèches calcaires
LADINIEN		Calcaires marmoréens et brèches calcaires à algues Solenoporacées, Codiacées, Dasycladacées
ANISIEN CAMPILIEN SUPÉRIEUR		Dolomies (a); calcaires en plaques à Costatoria costata, calcaires vermiculés noirs à algues Dasycladacées
SÉISIEN - CAMPILIEN INF.		Grès et conglomérats quartzitiques, schistes argileux
PÉRMIEN		Brèches rouges à éléments de micaschistes chloriteux, schistes satinés, violacés, grès vermiculés
PROTÉROZOÏQUE - PALEOZOÏQUE (?)		Schistes cristallins de la série d'Arada et de la série de Someș
		ROCHES MAGMATIQUES
MAGMATITES - NÉOCRÉTACÉES ET PALÉOCÈNES		Dacites et rhyolites non différenciées ($\delta\rho$); rhyolites (ρ); dacites (δ)

Imprim. Atel. Inst. Geol., Geof.

Institutul Geologic al României

ELENA POPA

COLONNES STRATIGRAPHIQUES DANS LES DÉPÔTS MÉSOZOÏQUES DU SECTEUR ORIENTAL DE PĂDUREA CRAIULUI ET LE BASSIN BOROD



LÉGENDE

- Grès
- Conglomérats, grès, silthites, marneuses, calcaires à rudists (facies de Gosau)
- Calcaires à characées ; calcaires stratifiés et massifs à pachiodontes (faciès urgonien) (a) ; bauxites (b)
- Calcaires massifs et stratifiés localement à accidents siliceux
- Calcaires oolithiques et pseudo-oolithiques micritiques, calcaires silthiques localement schisteux, silthites - marneuses
- Calcaires spathiques à Gryphaea, marnes et marnocalcaires à accidents siliceux, calcaires marneux localement subnoduleux, silthites marneuses

Imprim. Atel. Inst. Geol , Geof.

Institutul Geologic al României

Tehnoredactor : GEORGETA BORLEA
Traducători : MARIA BORCOȘ, ADRIANA NĂSTASE
Ilustrația : V. NIȚU, E. VLAD

Dat la cules : iulie 1980. Bun de tipar : martie 1981. Tiraj : 750 ex. Hirtie scris IA. Format 70×100/56 g. Coli de tipar : 17 3/4. Comanda 738. Pentru biblioteci indicele de clasificare : 55(058)

Tiparul executat la Întreprinderea poligrafică „Informația"
Str. Brezoianu nr. 23—25, București

Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munții Trascău. Pl. II.



1



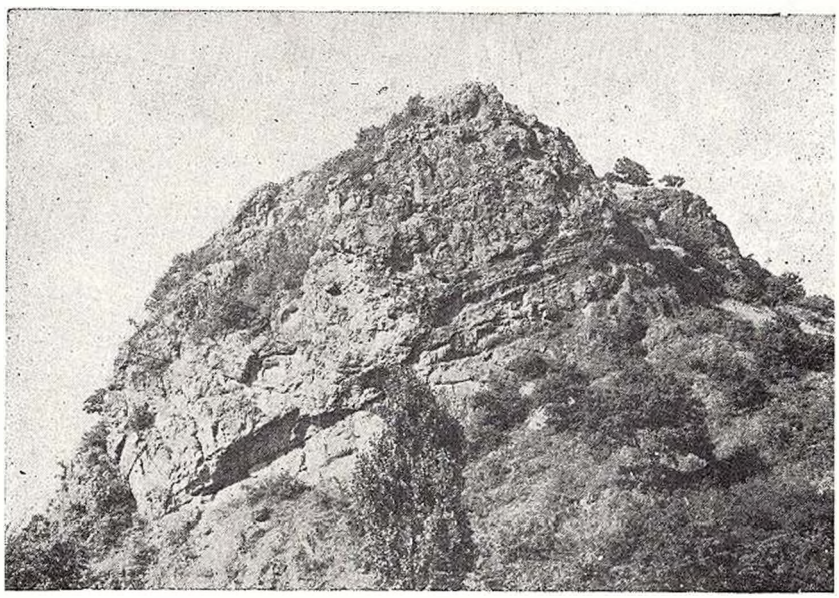
2

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munţii Trascău. Pl. III.



1



2

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munții Trascău. Pl. IV.



1



2

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munţii Trascău. Pl. V.



1

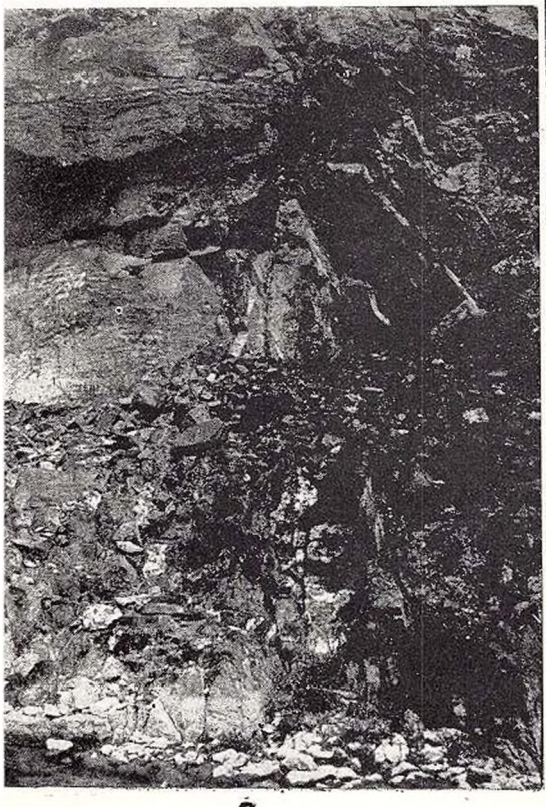


2

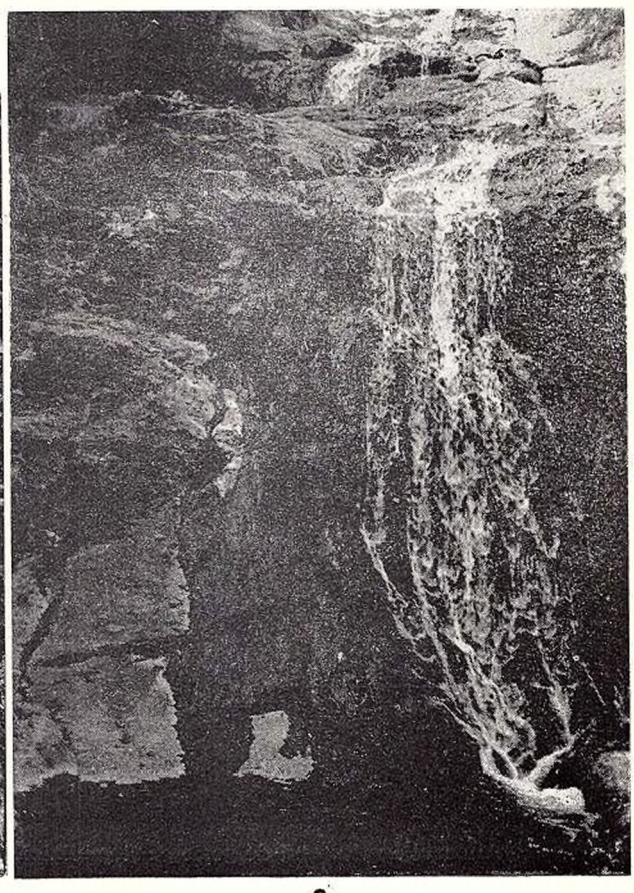
Institutul Geologic al României



1



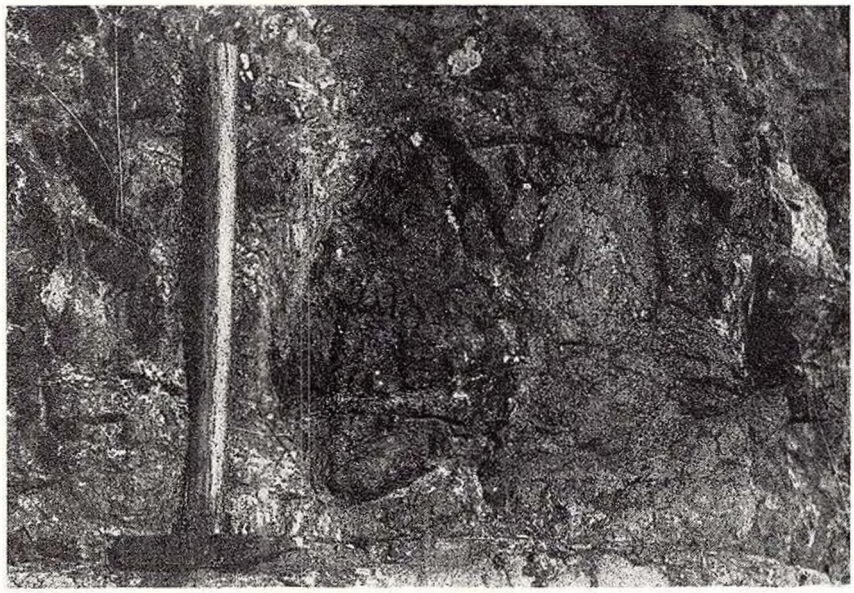
2



3

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munţii Trascău. Pl. VIII.



1



2

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munţii Trascău. Pl. IX.



1



2

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munții Trascău. Pl. X.



1



2

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munții Trascău. Pl. XI.



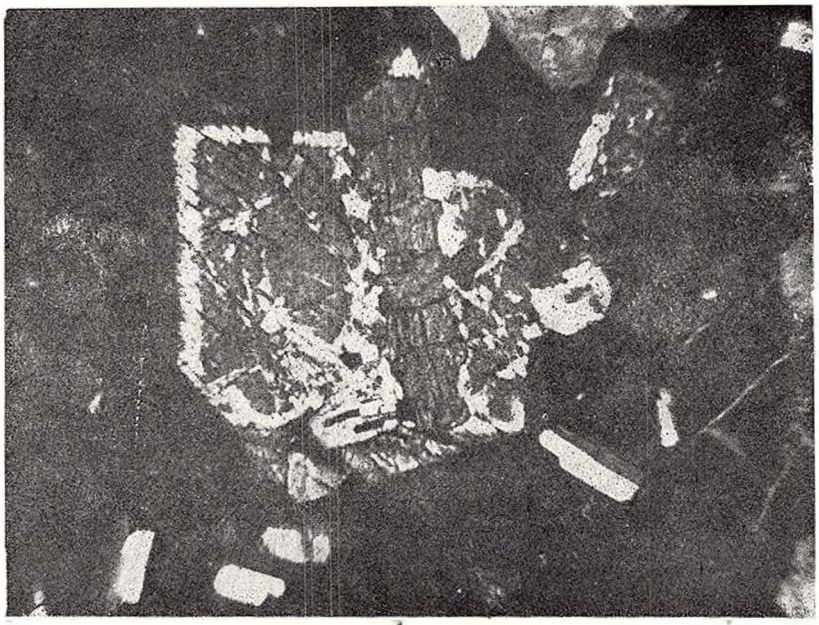
1



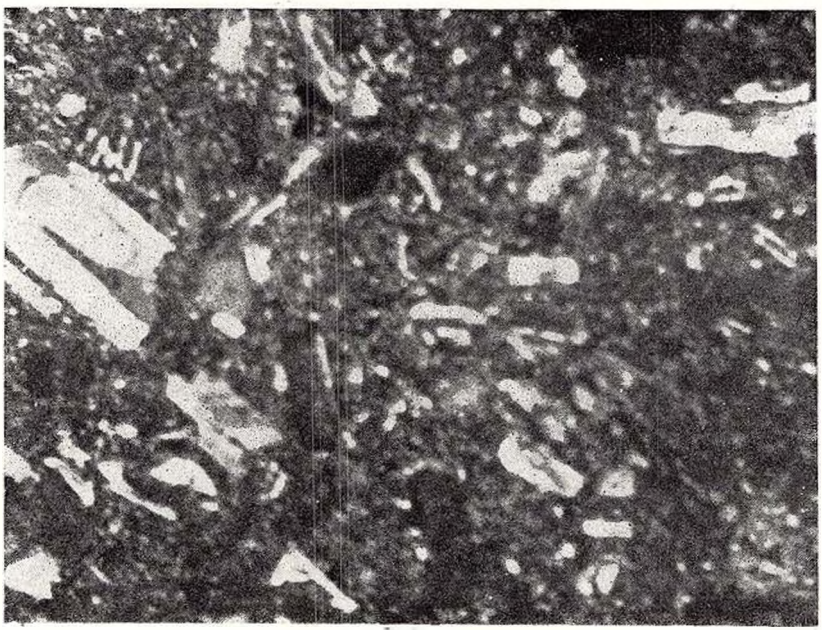
2

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munții Trascău. Pl. XII.



1



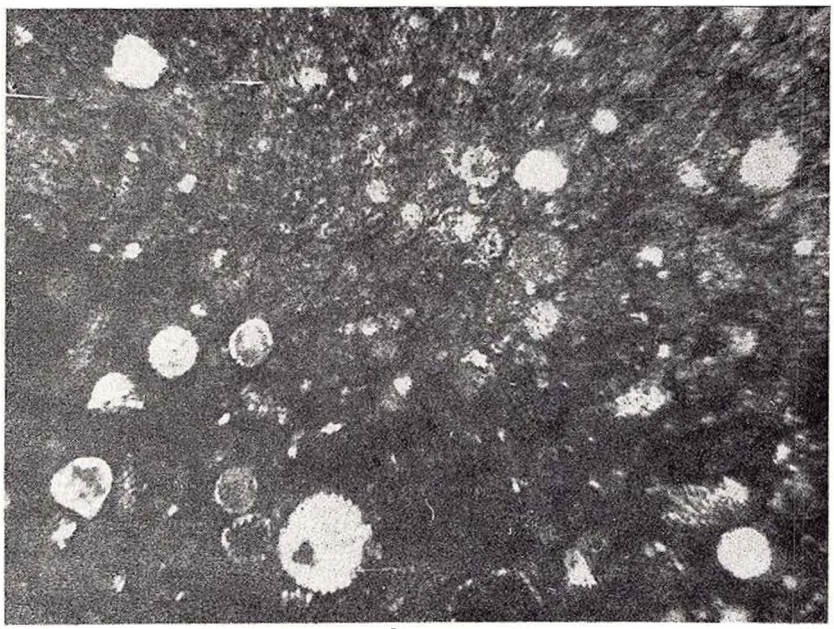
2

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munţii Trascău. Pl. XIII.



1



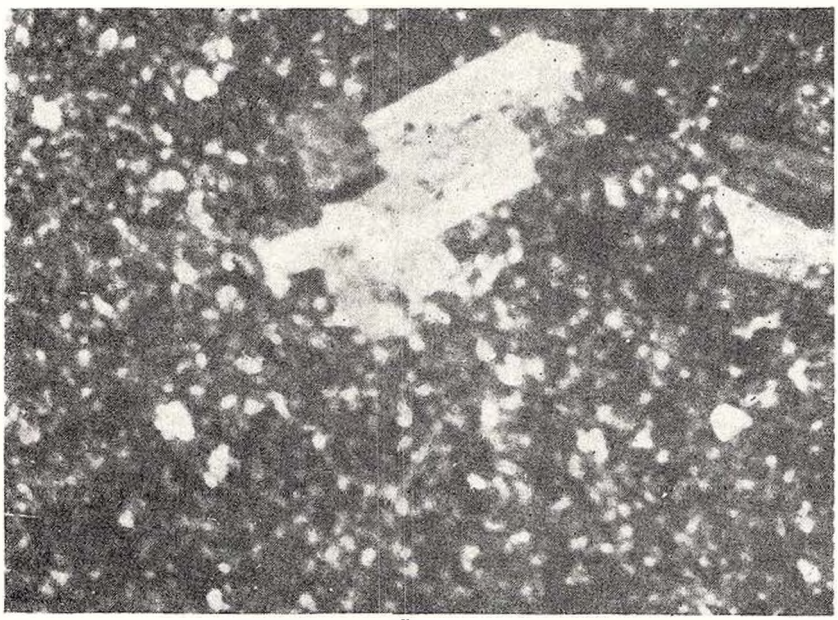
2

Institutul Geologic al României

EM. GANDRABURA. Eruptivul mezozoic din munții Trascău. Pl. XIV.

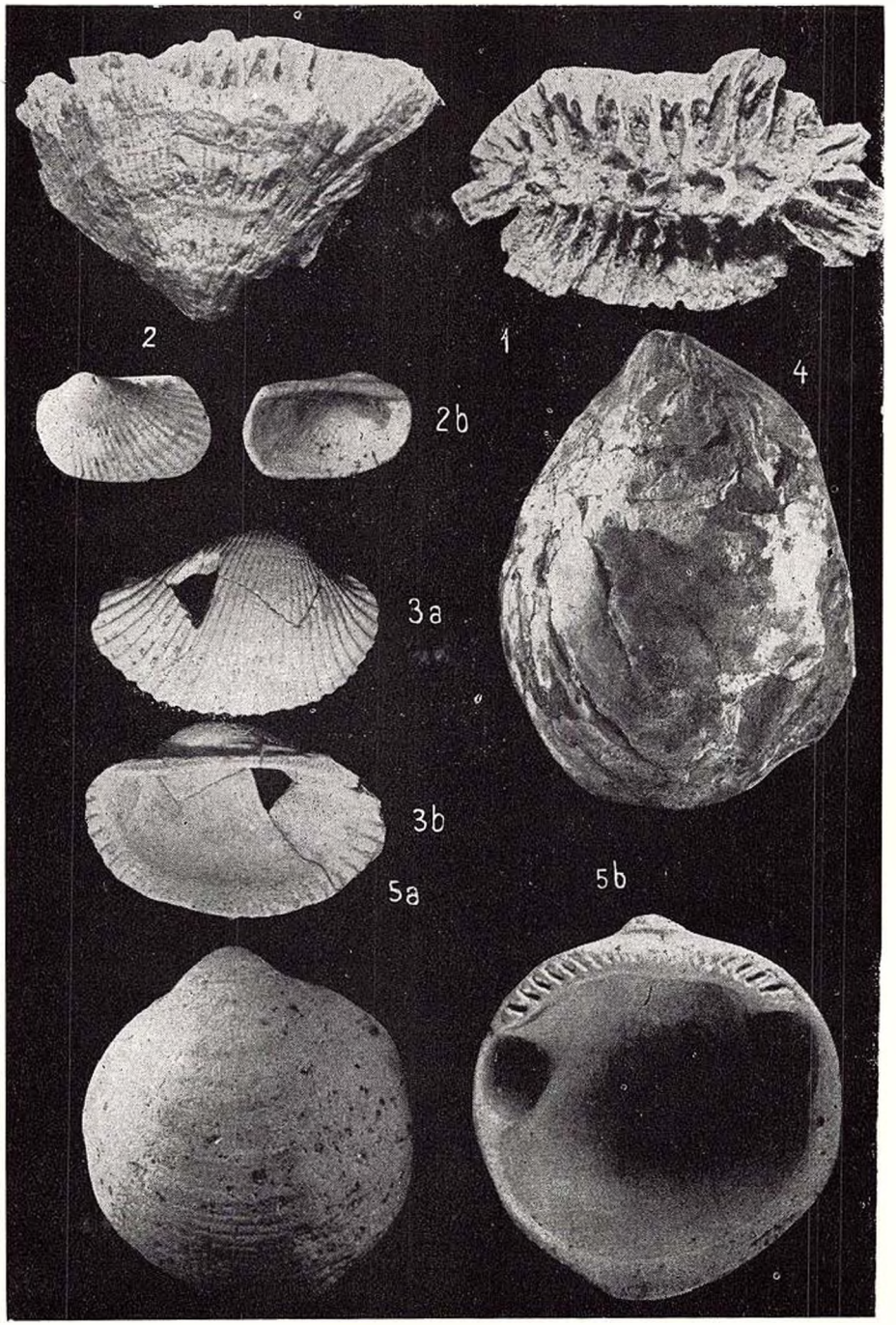


1

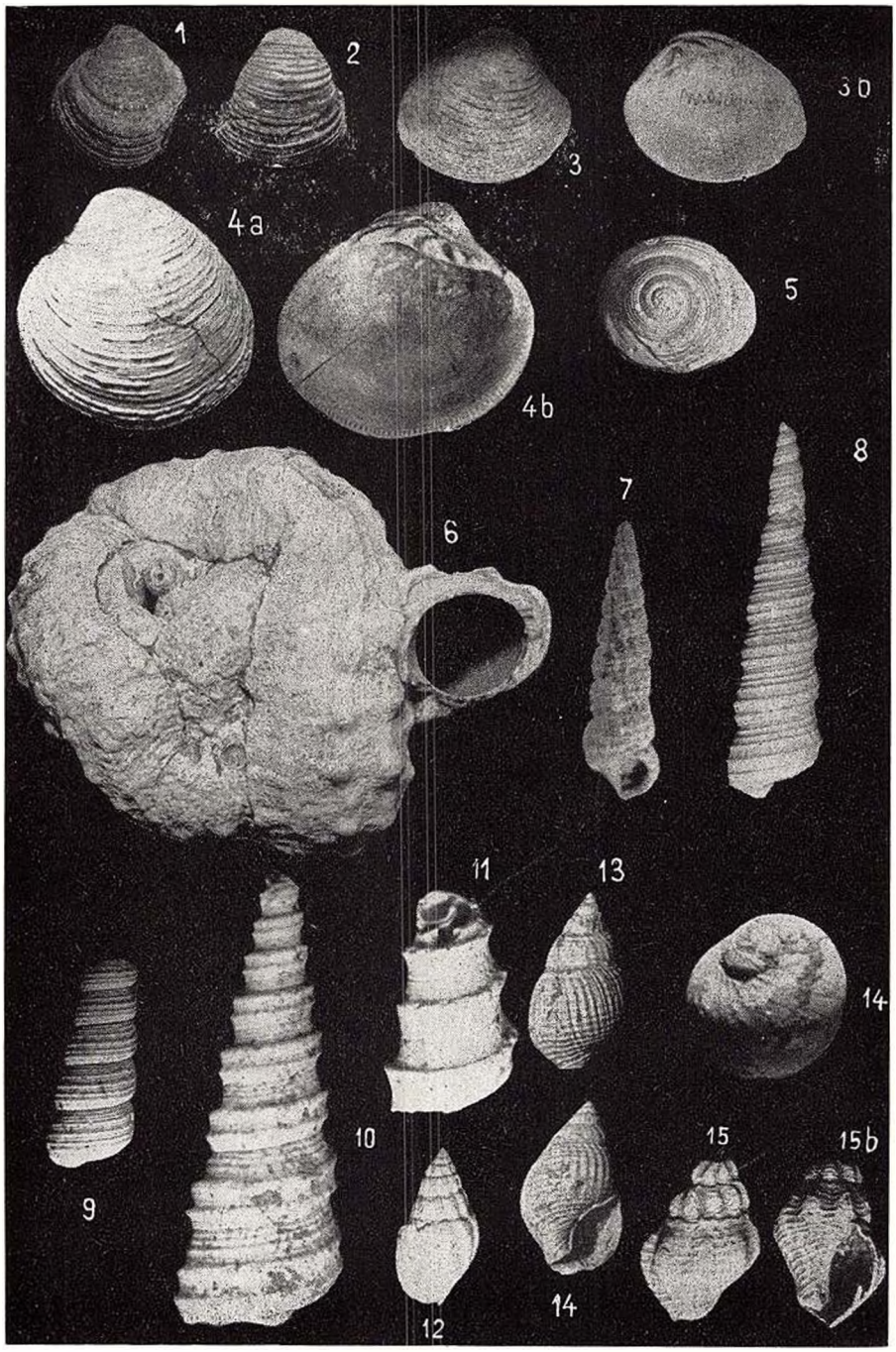


2

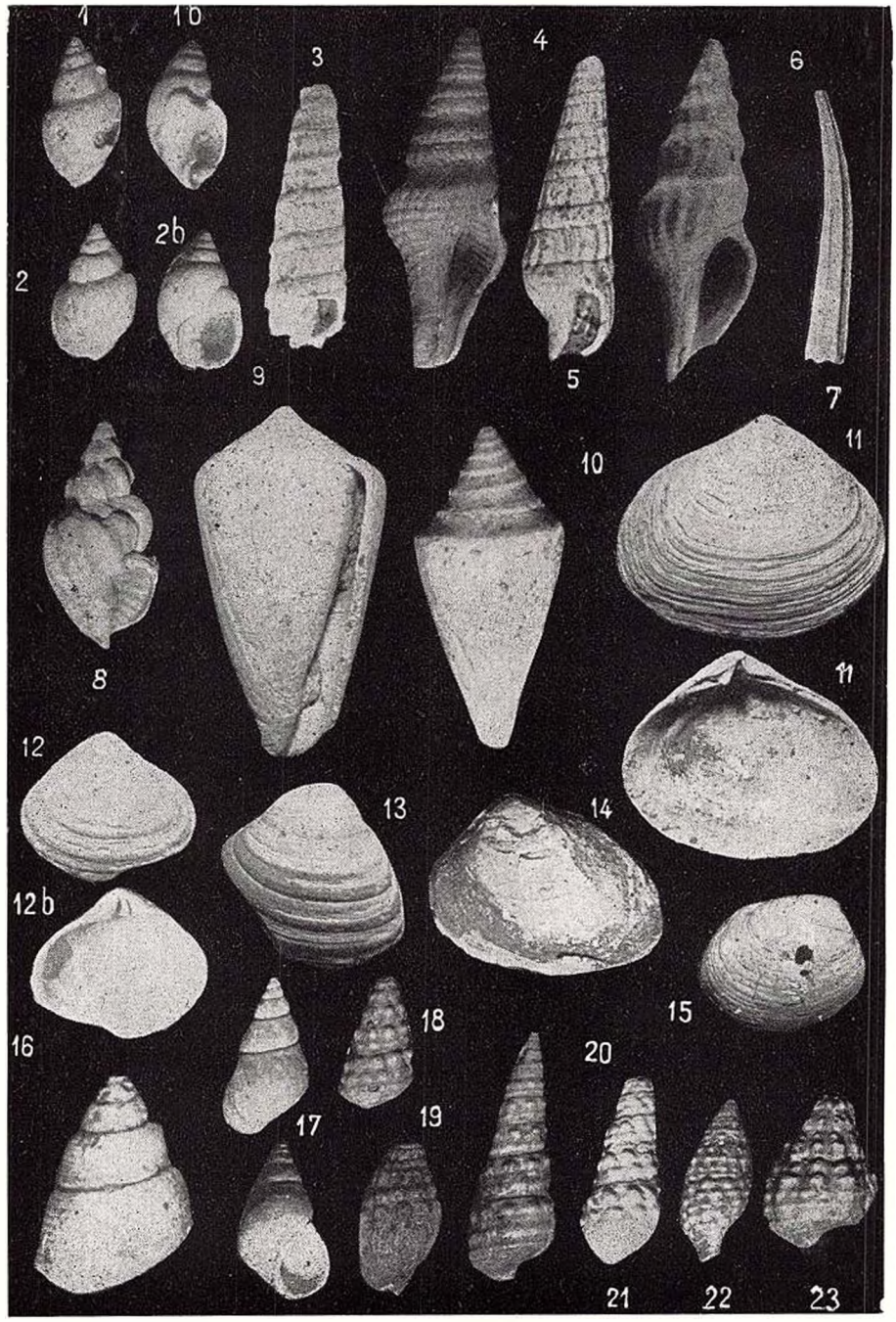
Institutul Geologic al României



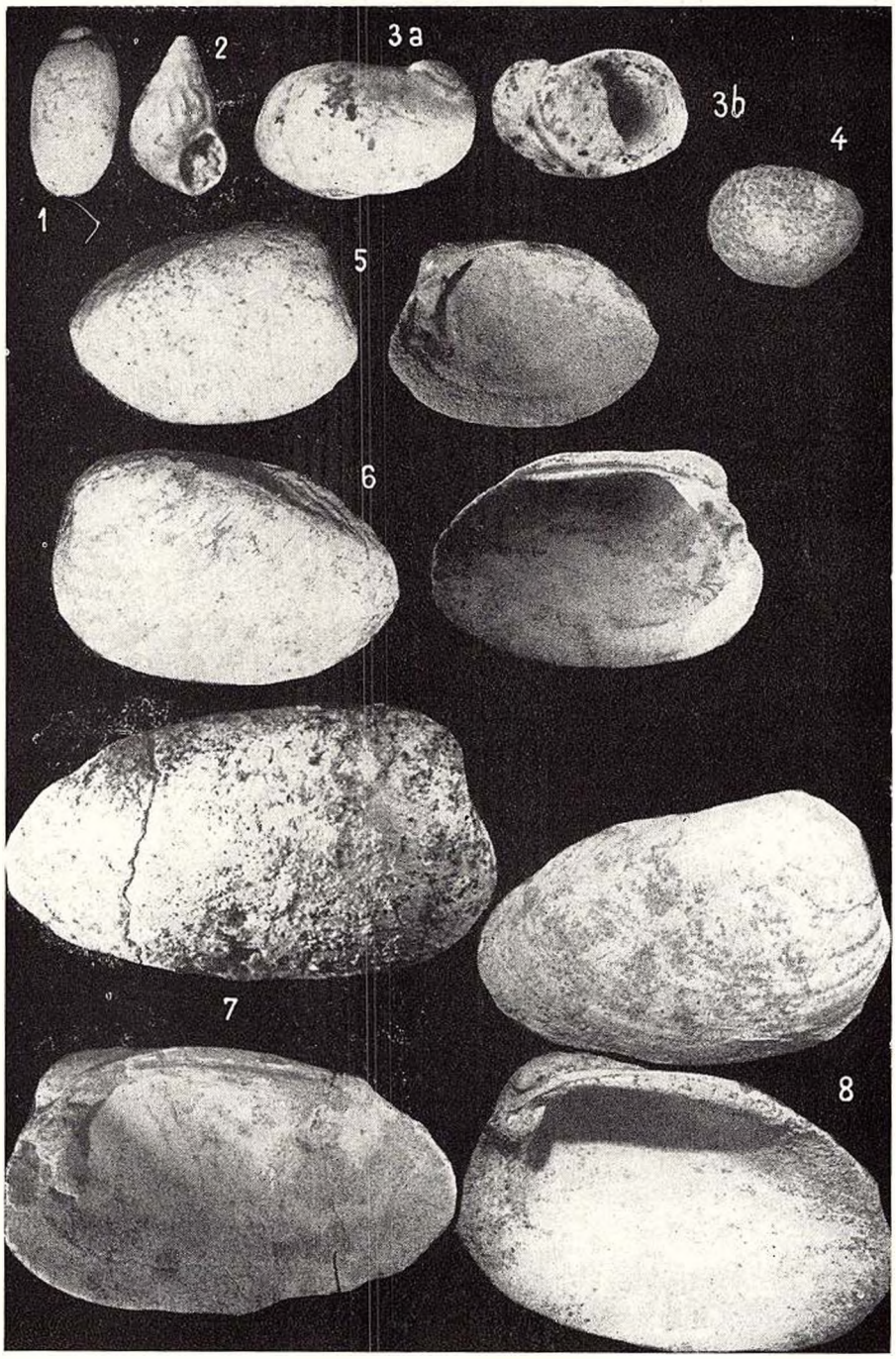
Institutul Geologic al României



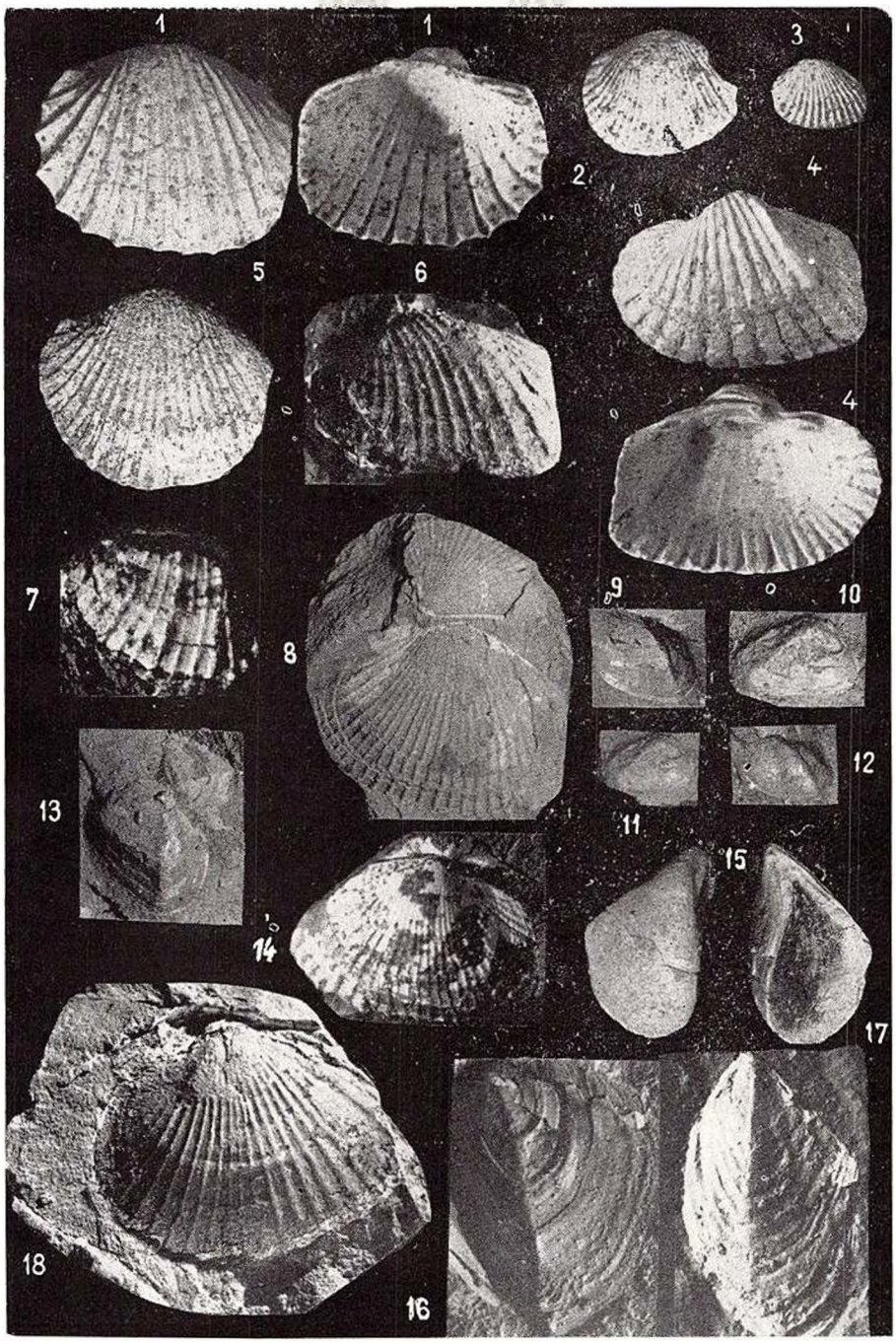
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

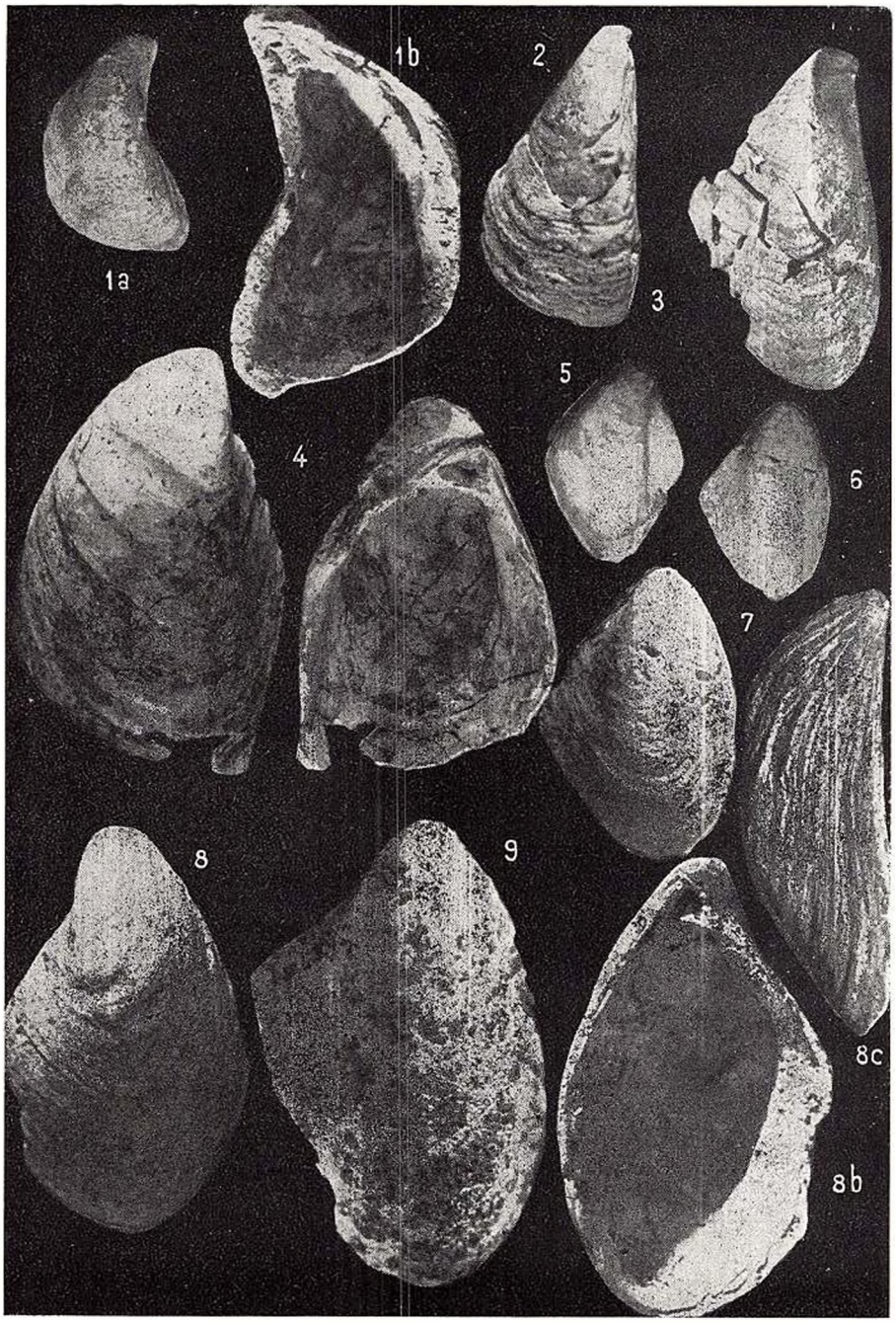


Institutul Geologic al României

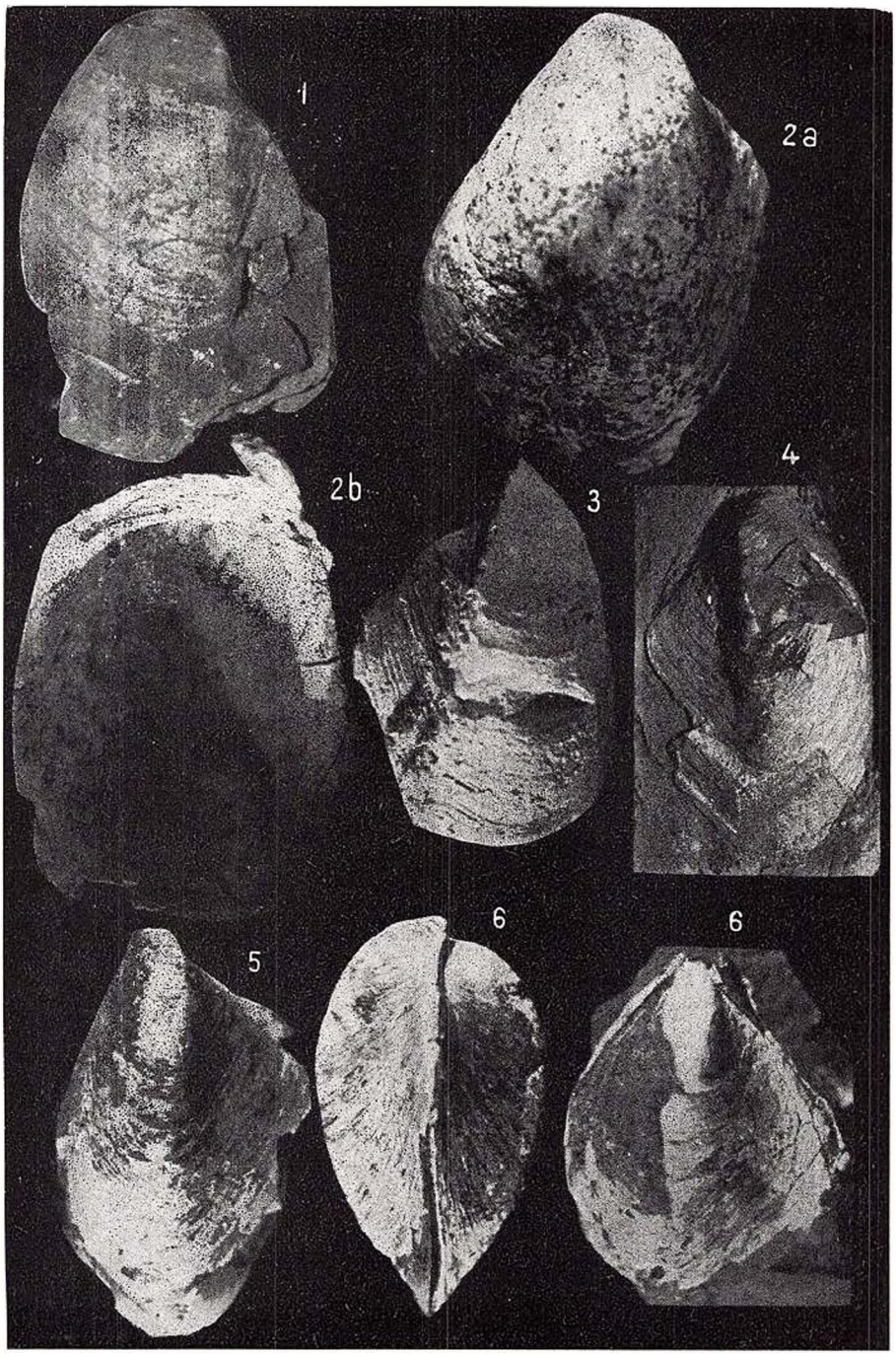


C 2—738 36

Institutul Geologic al României



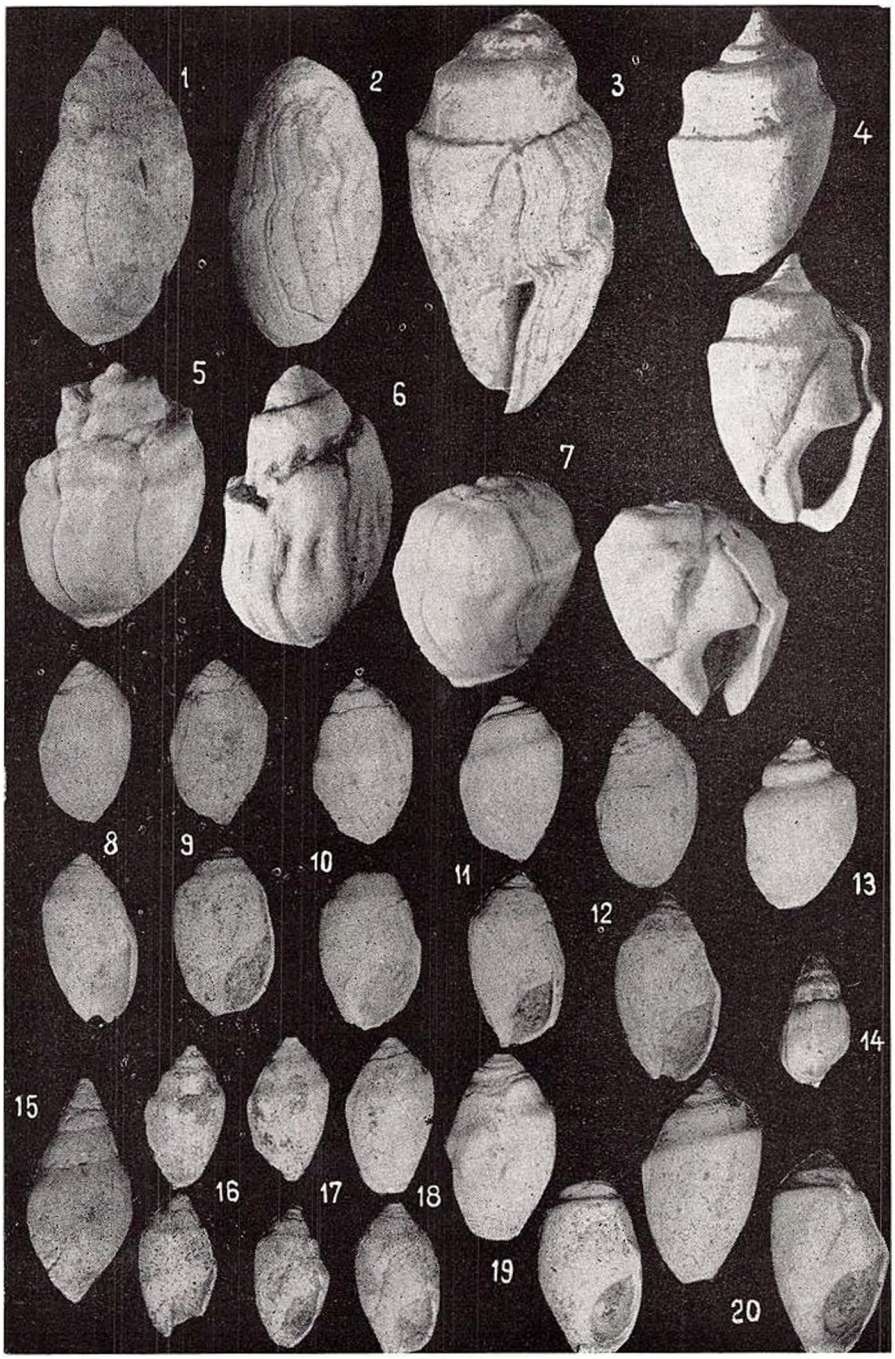
Institutul Geologic al României



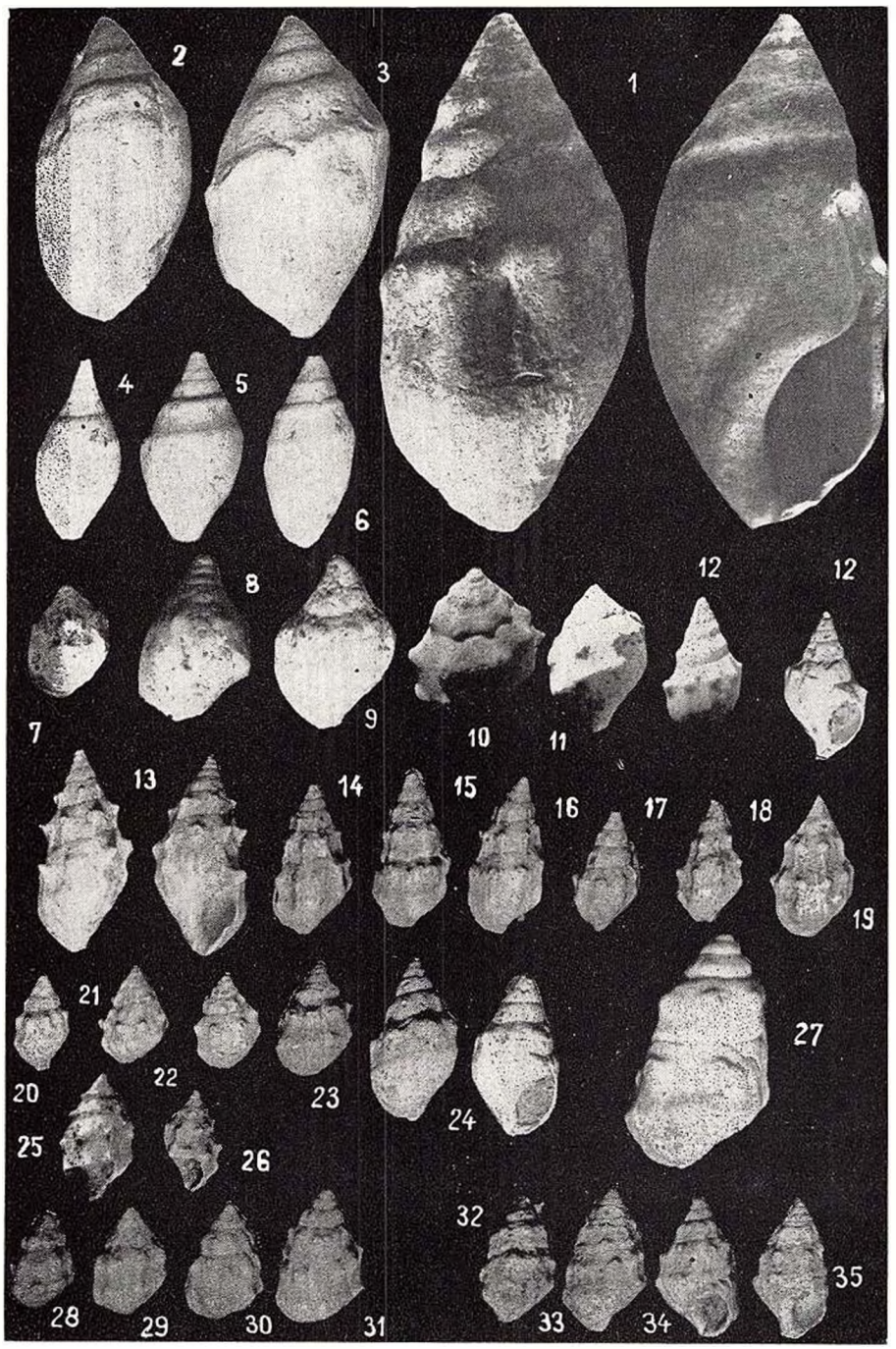
Institutul Geologic al României



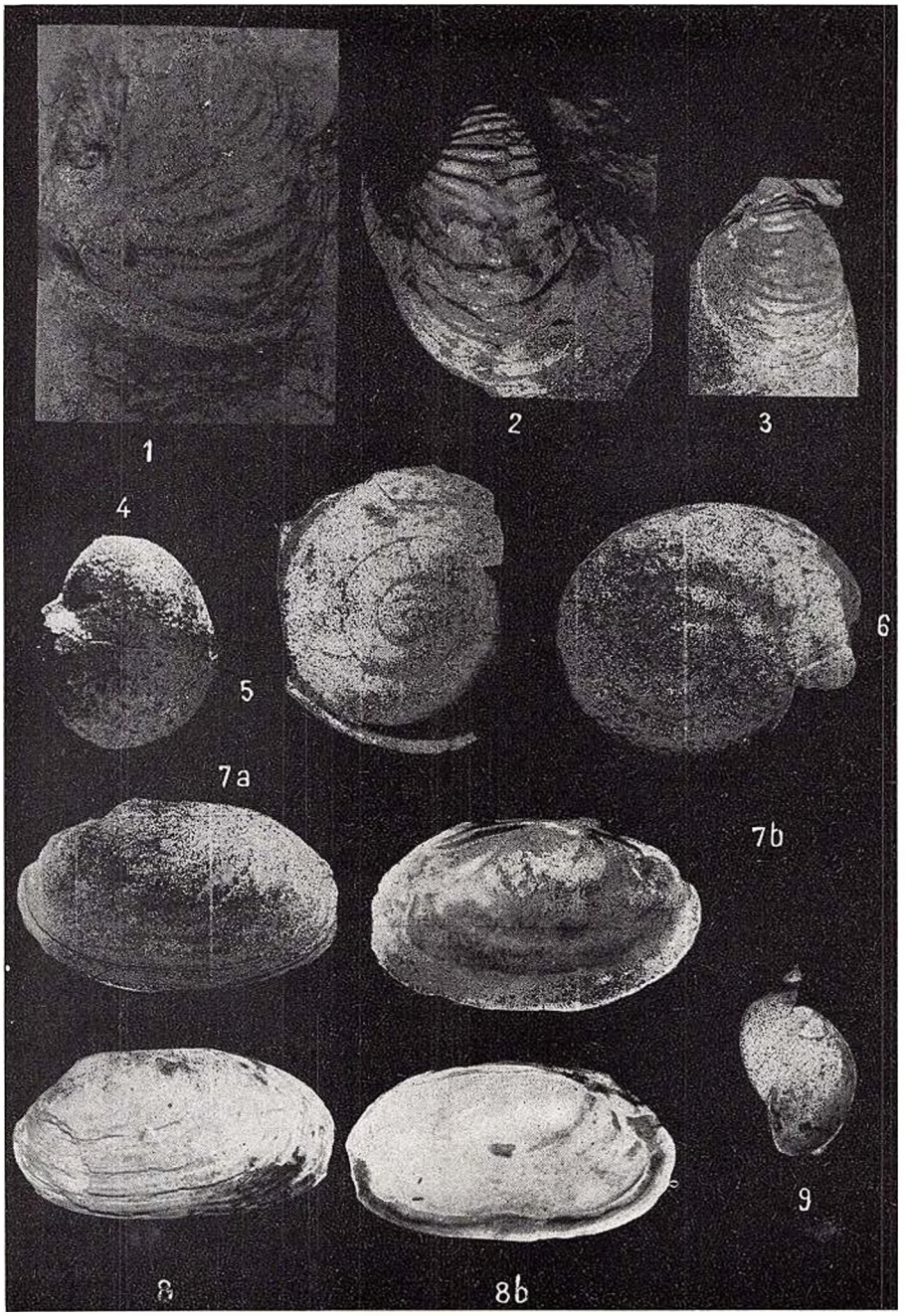
Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României



1

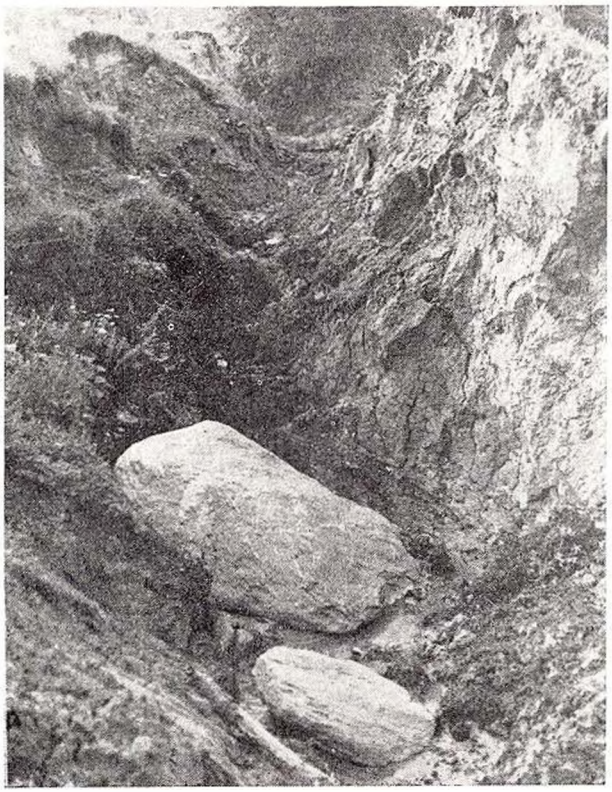


2

Institutul Geologic al României



1

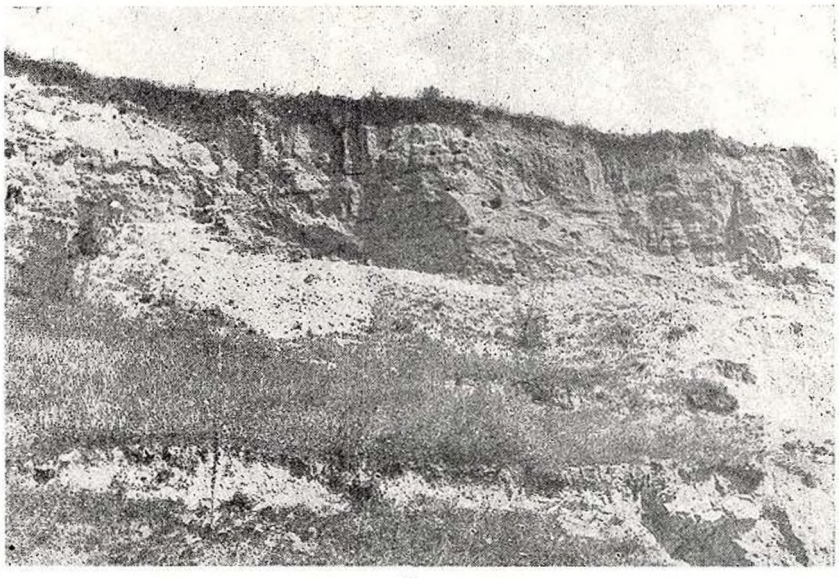


2

Institutul Geologic al României



1



2

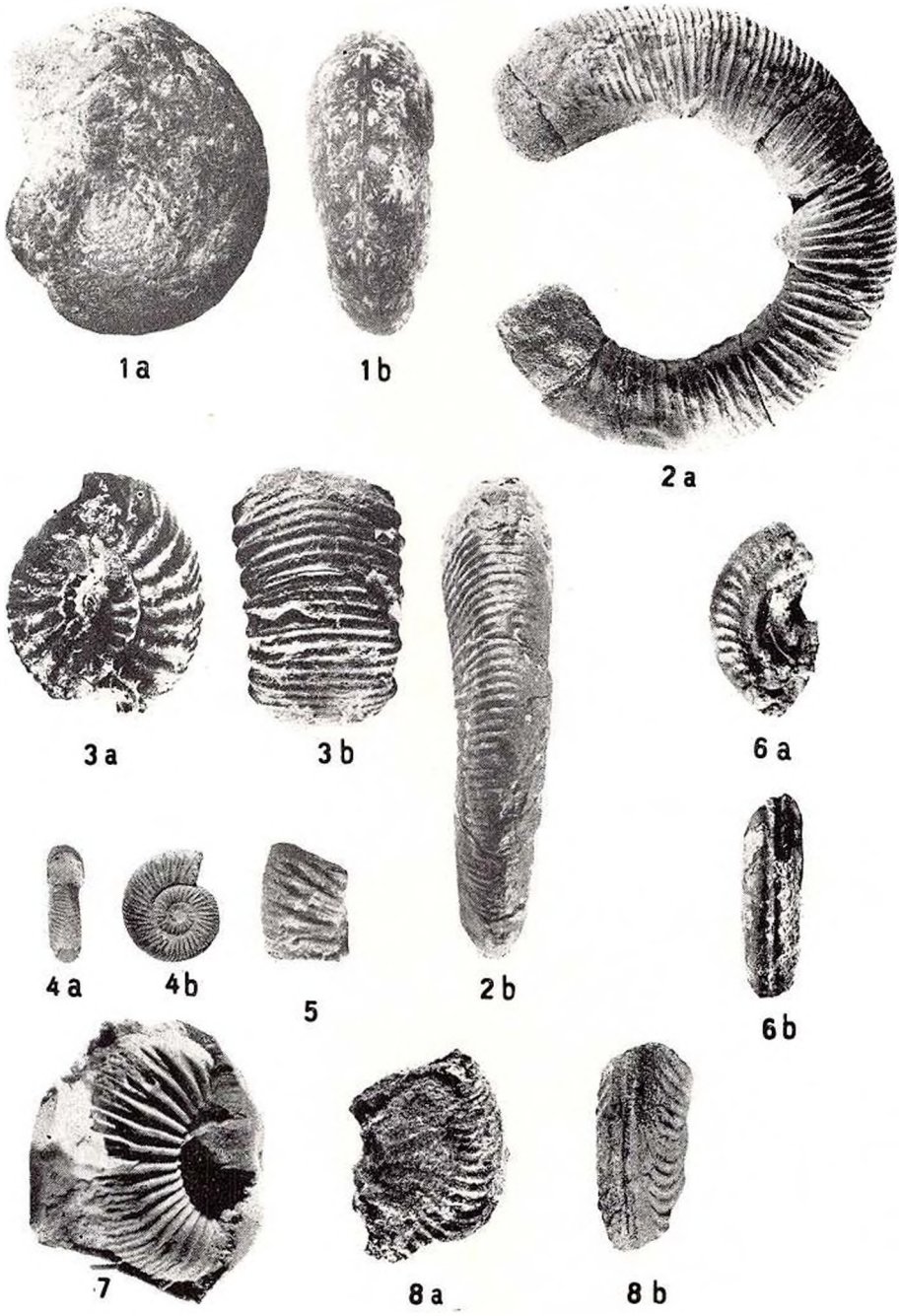
Institutul Geologic al României



1

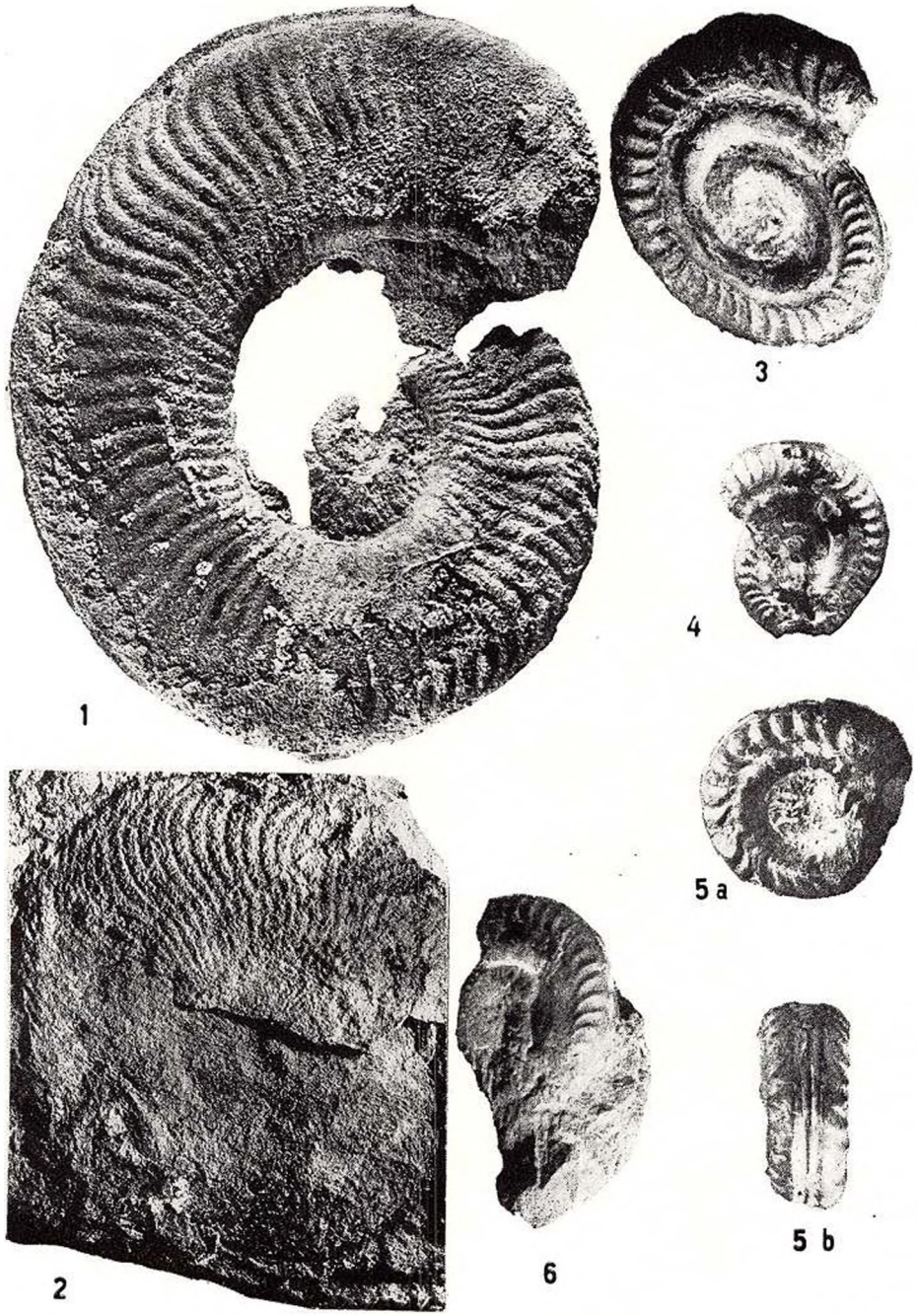
Institutul Geologic al României

Institutul Geologic al României

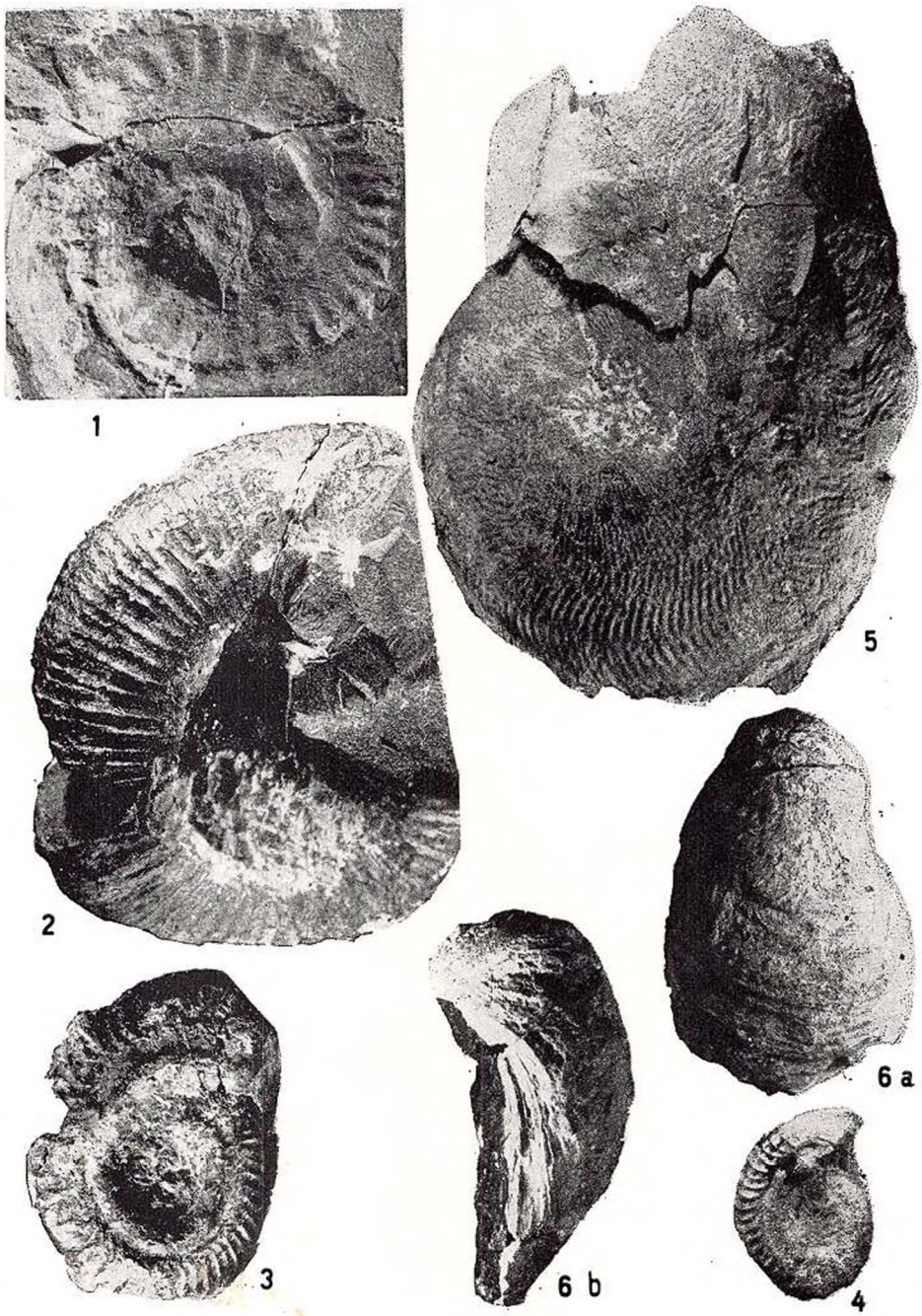


Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. V.

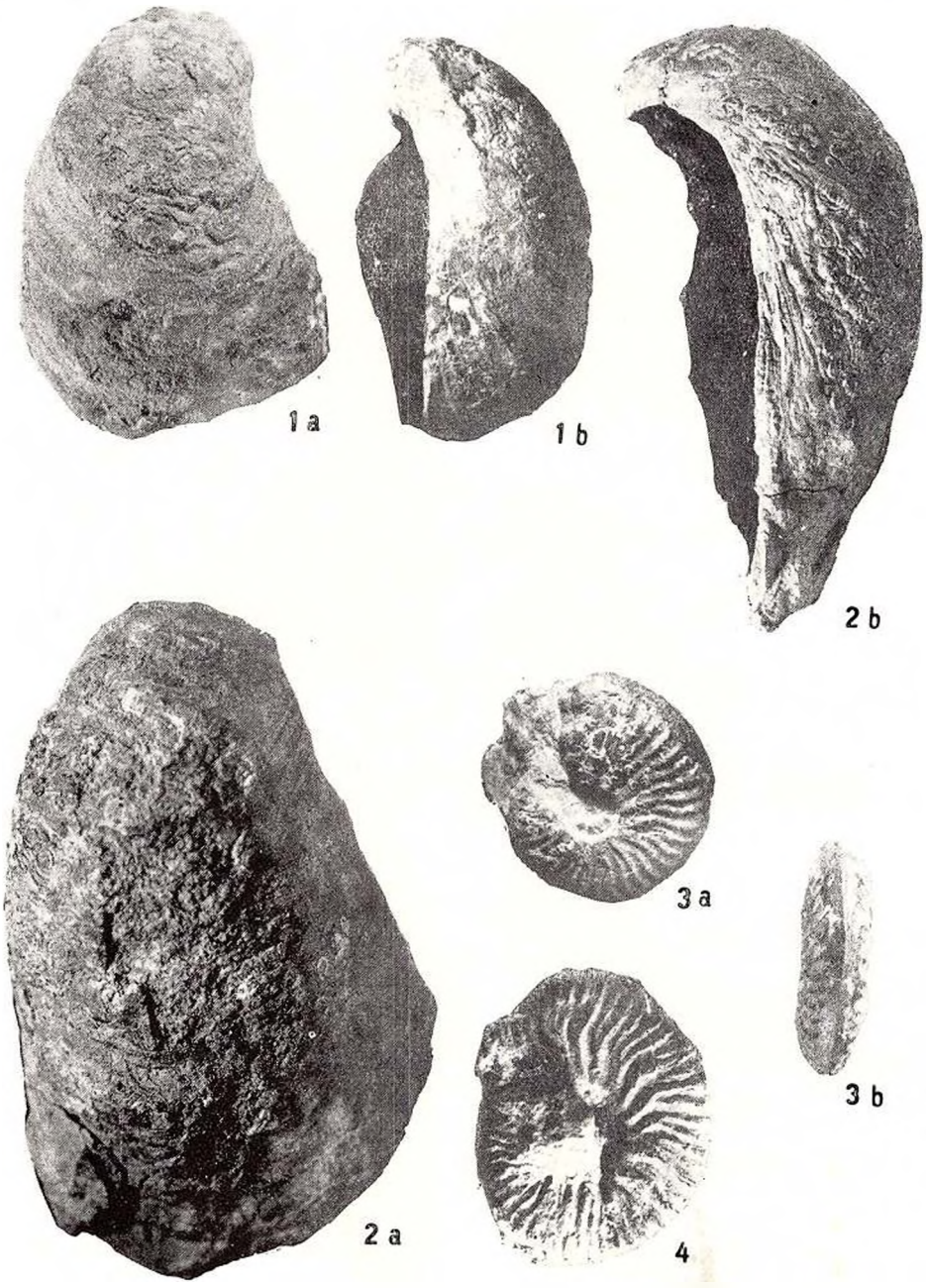


Institutul Geologic al României



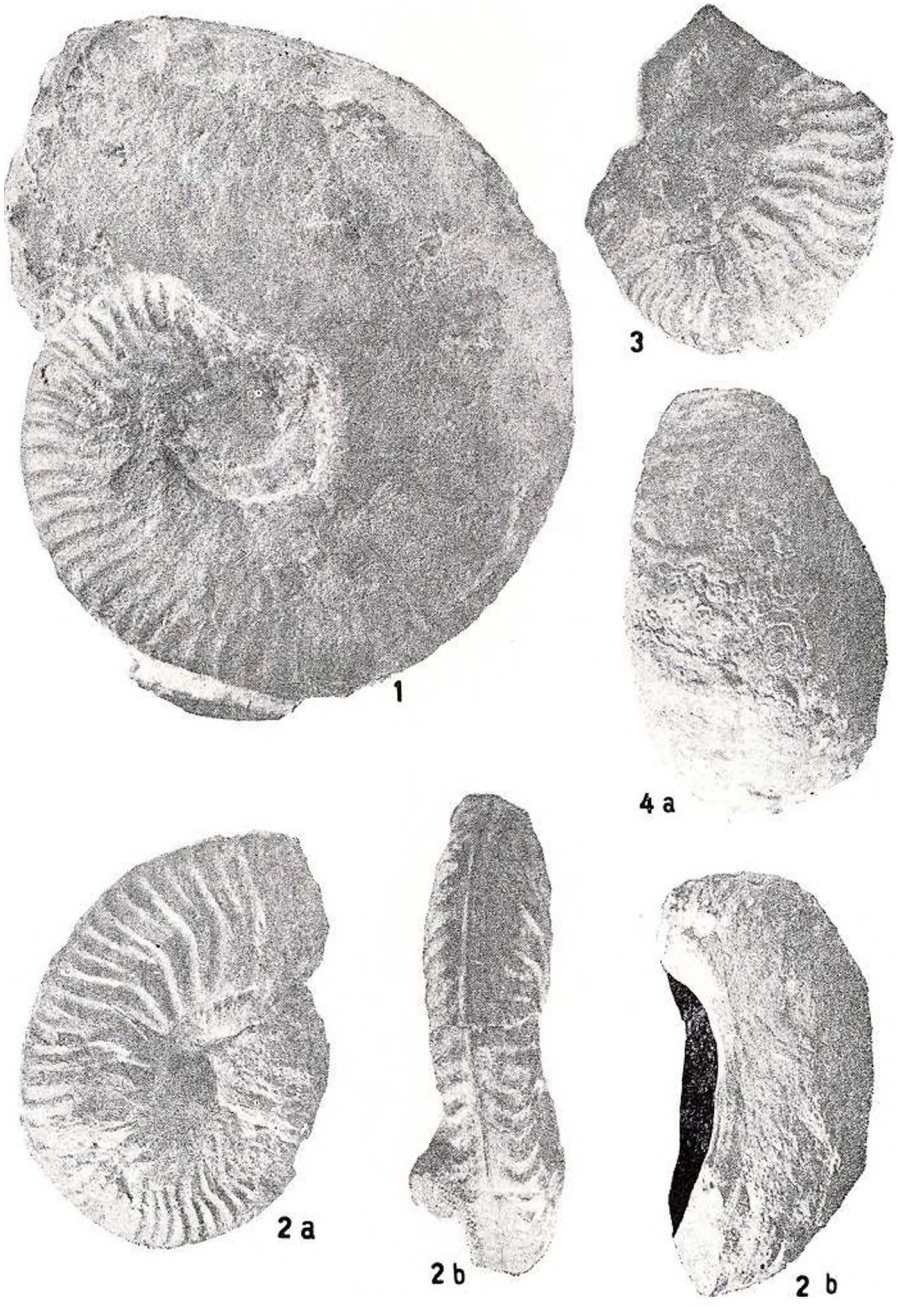
Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. VII.



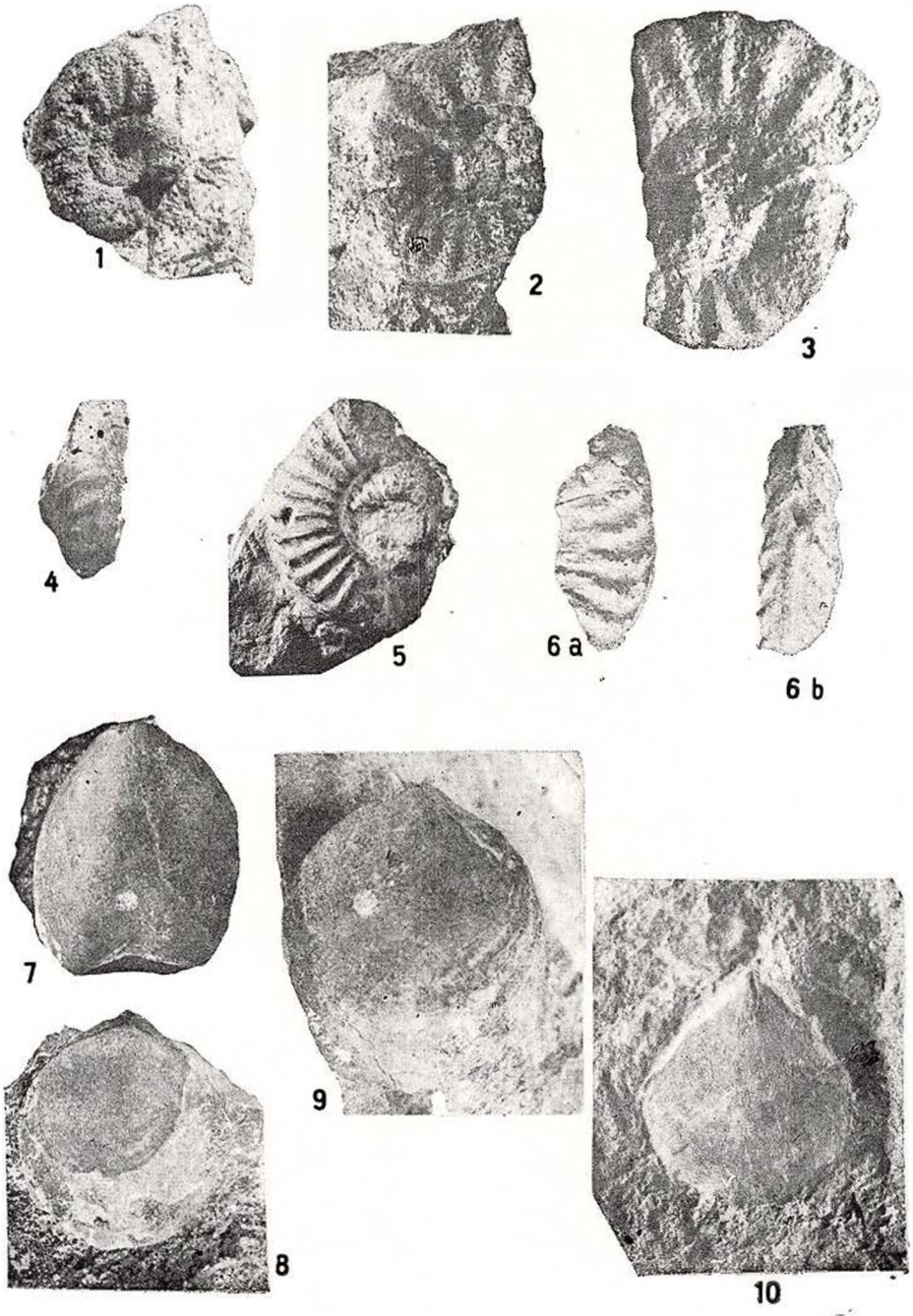
Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. VIII.



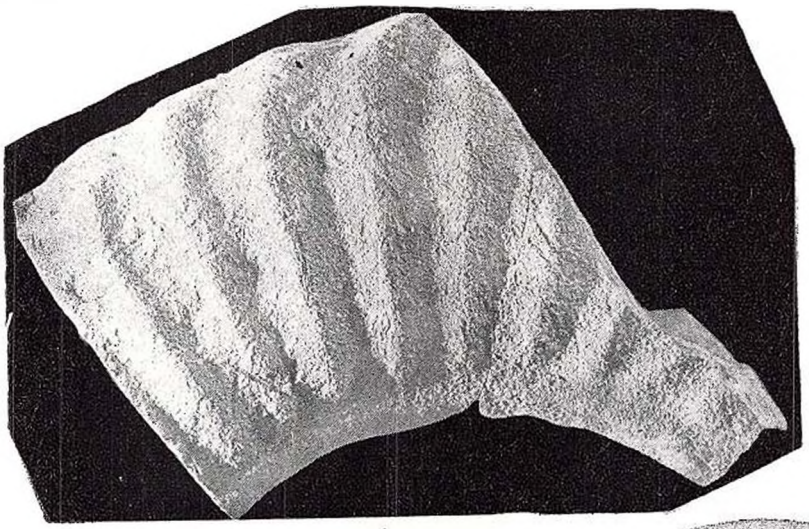
Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. IX.



Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. X.



1



2



3

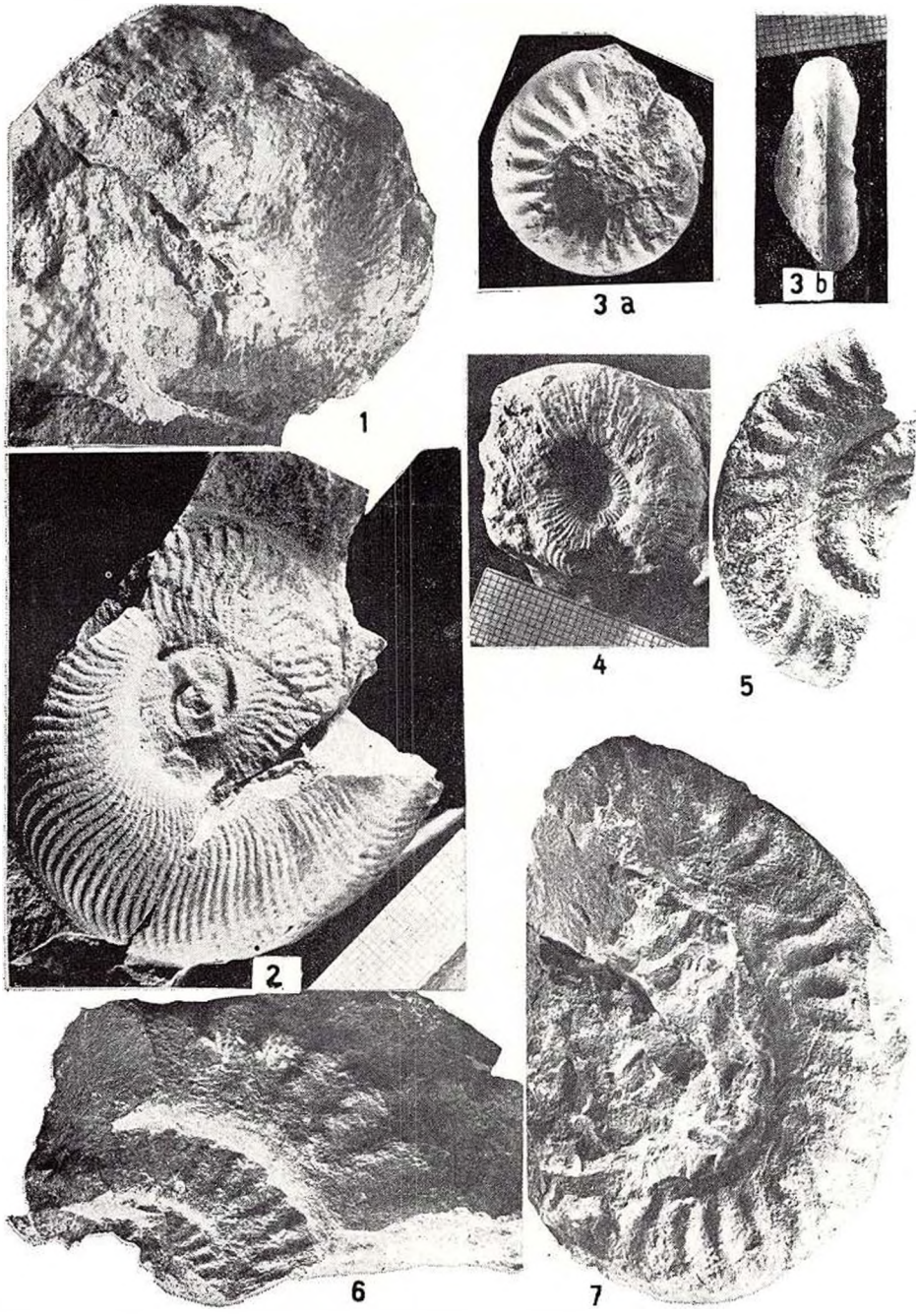


4

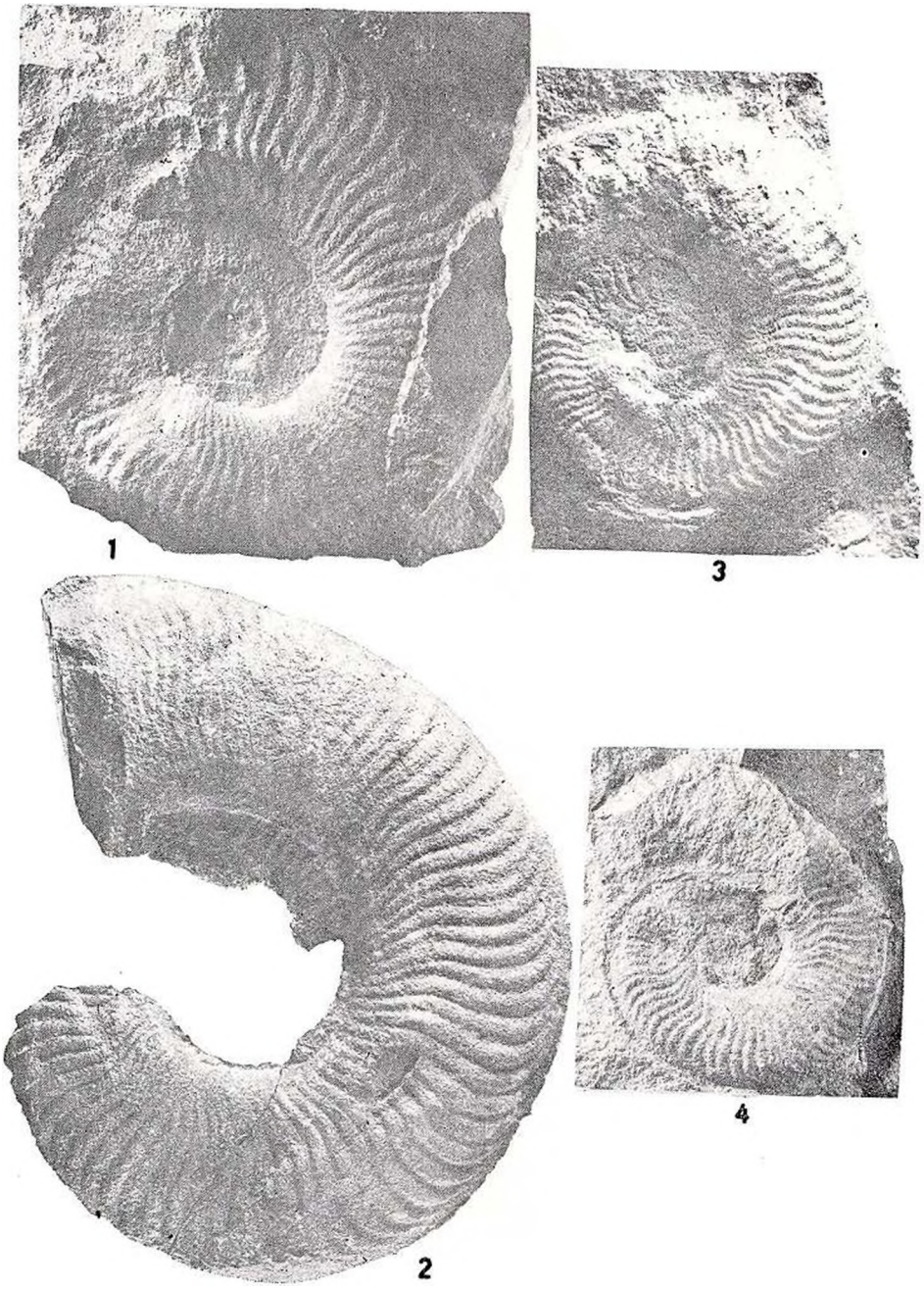
Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului.

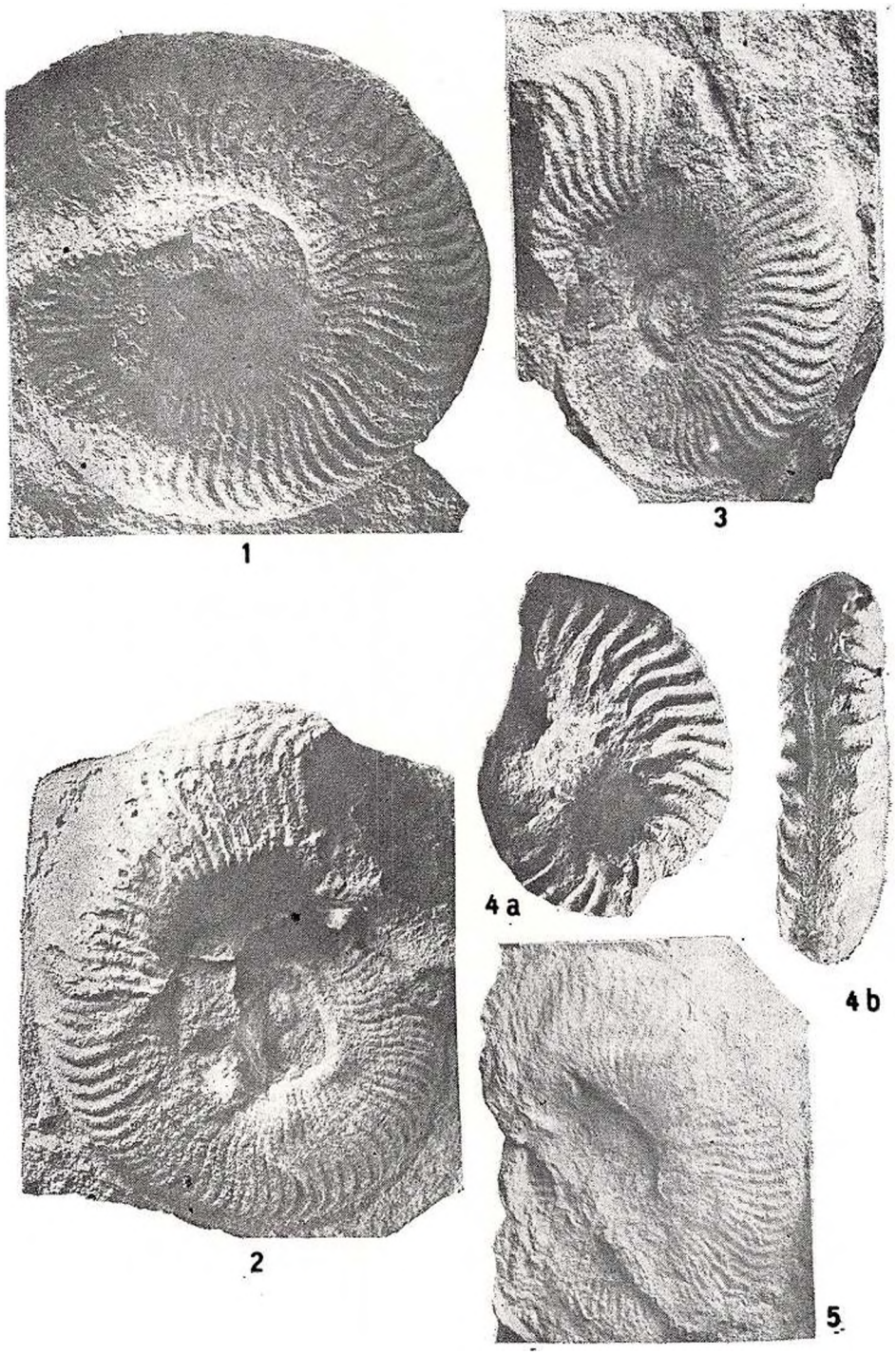
Pl. XI.



Institutul Geologic al României



Institutul Geologic al României

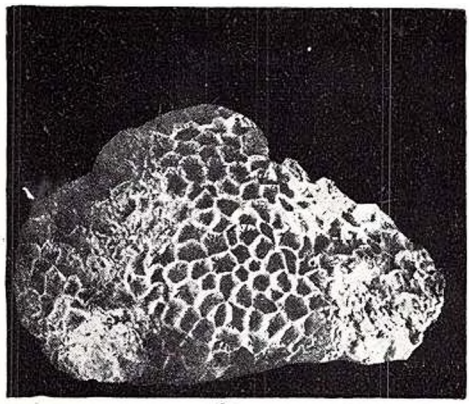


Institutul Geologic al României

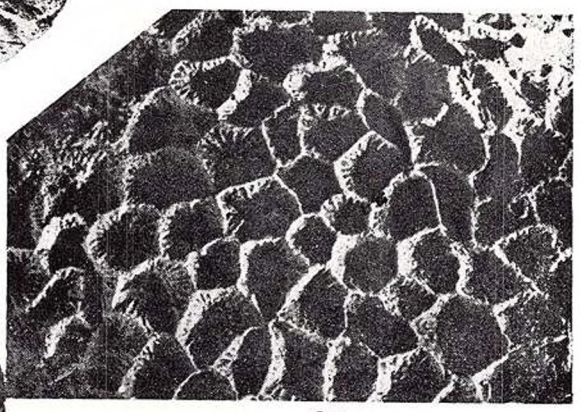
ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. XIV.



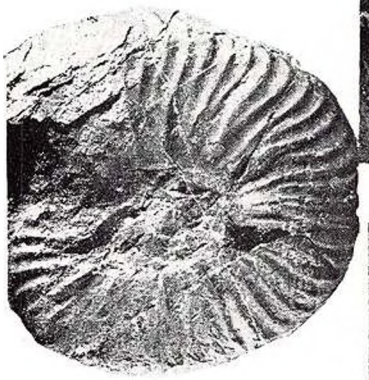
1



3



3 a



2

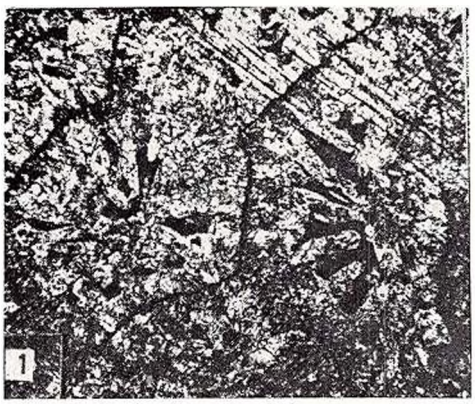


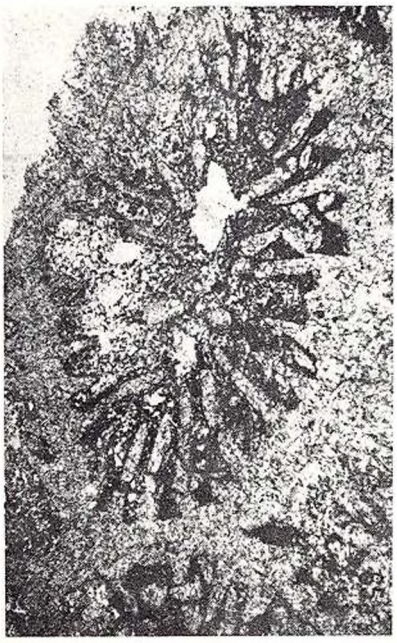
4

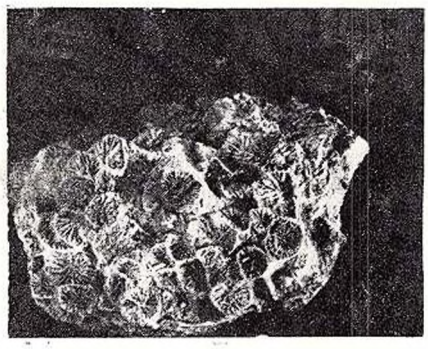
Institutul Geologic al României

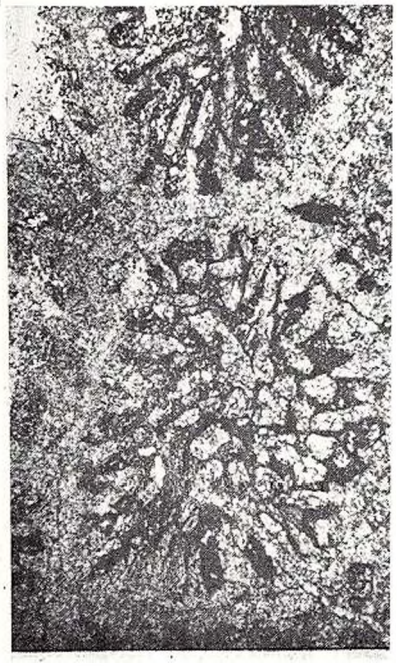
ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului.

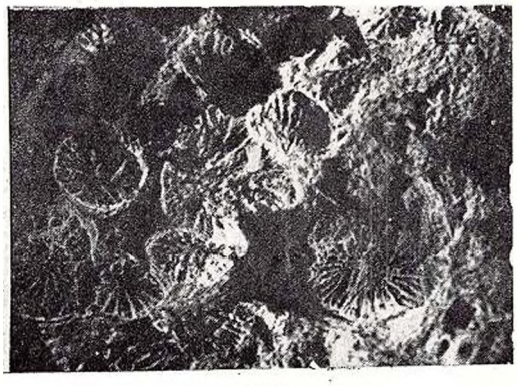
Pl. XV.





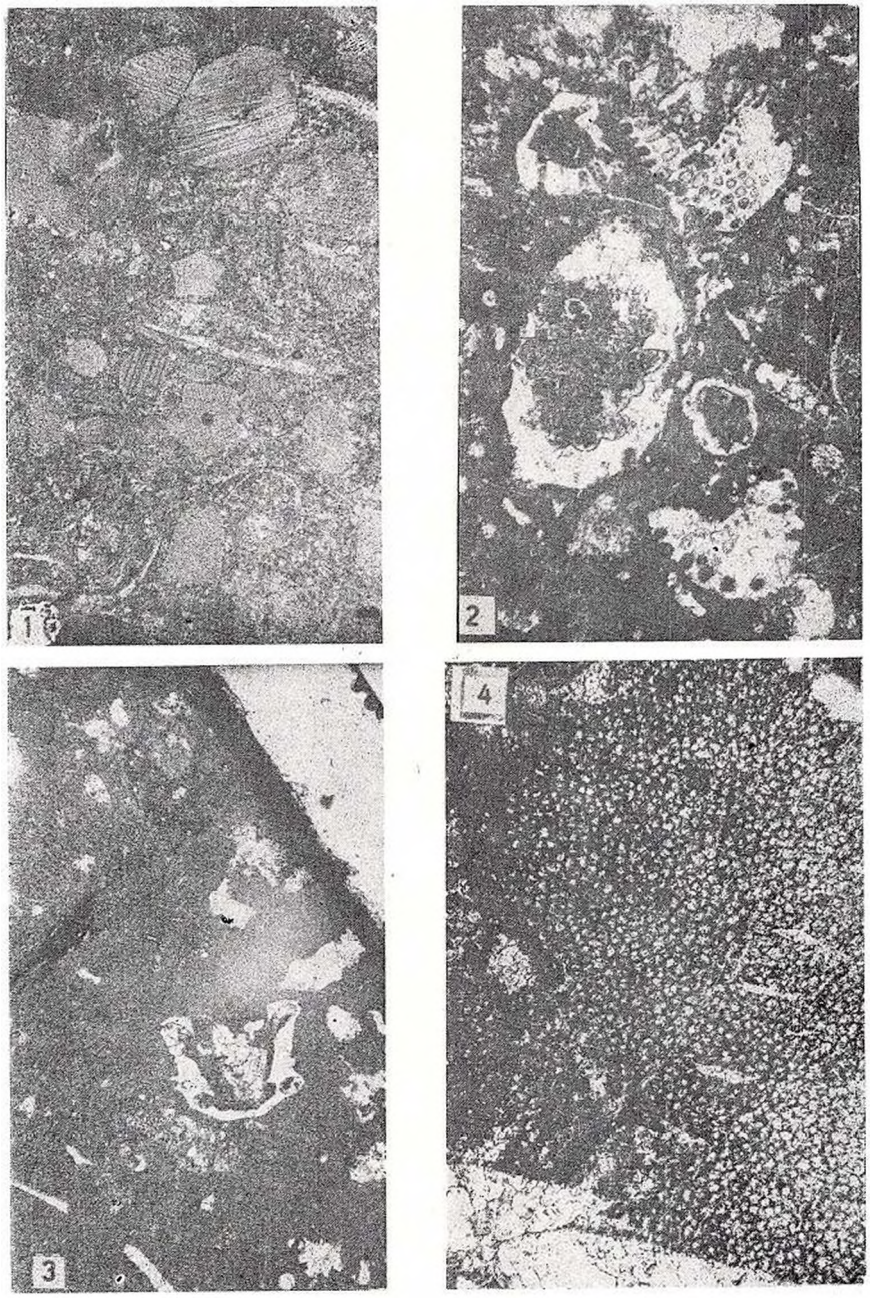






Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. XVI.



Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. XVII.









Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. XVIII.



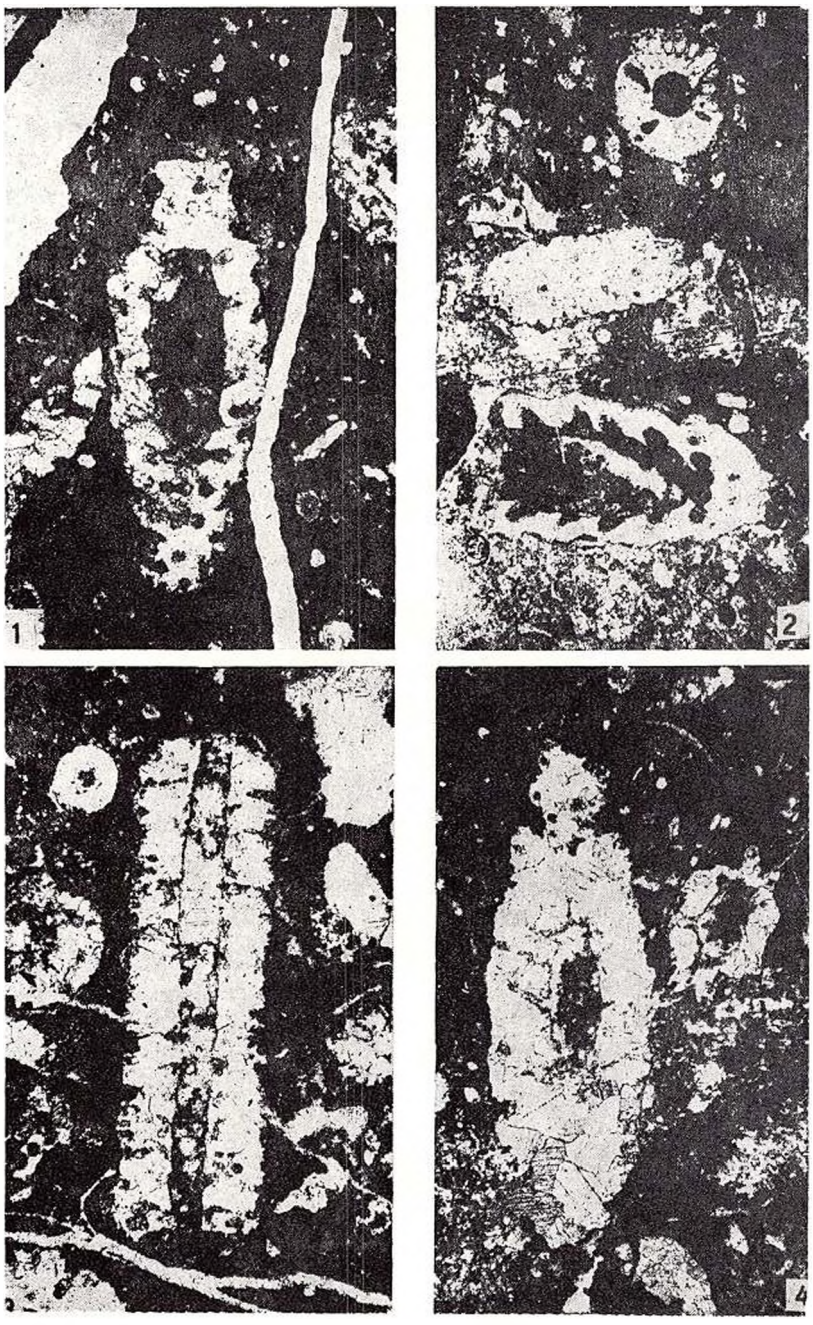






Institutul Geologic al României

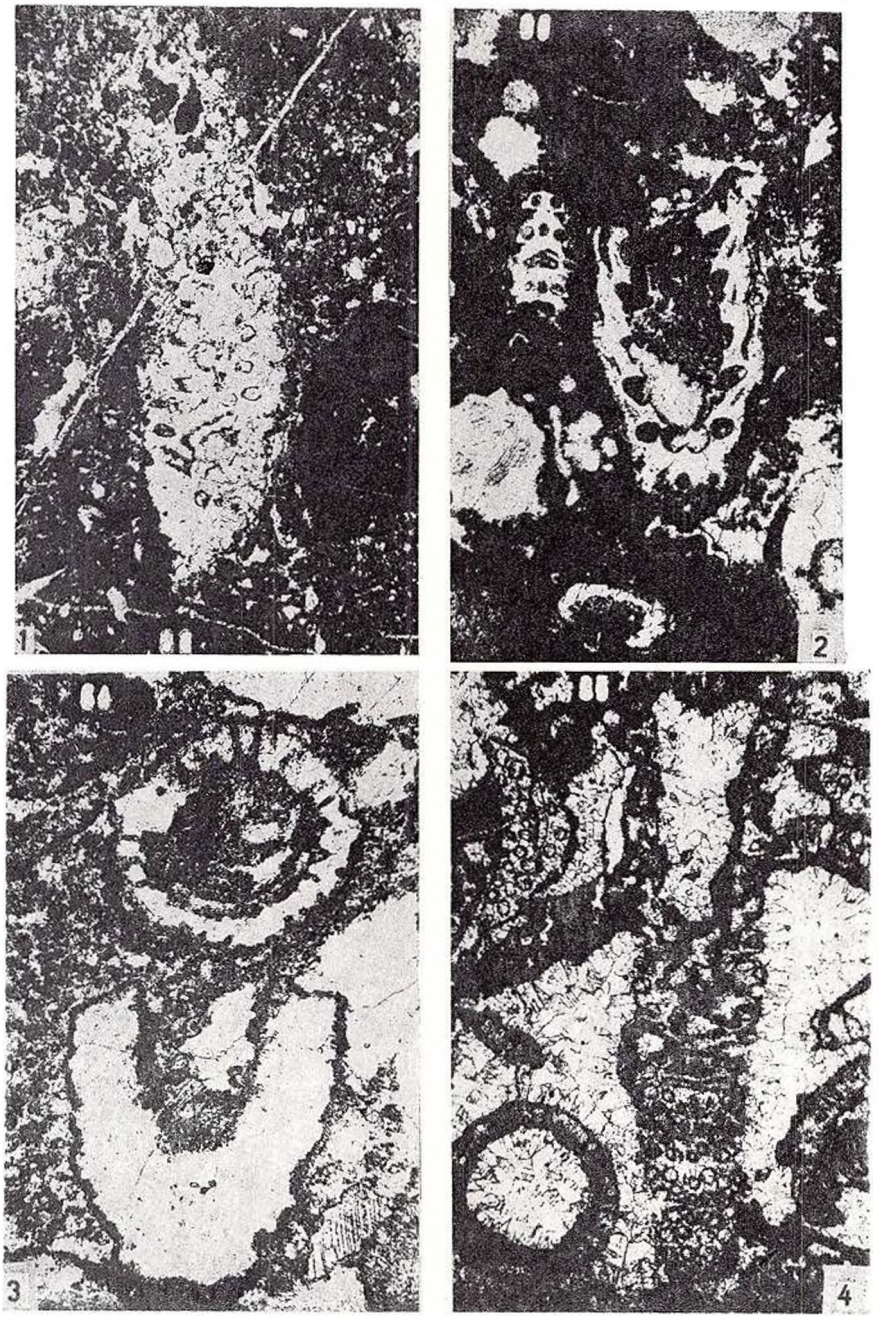
ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. XIX.



Institutul Geologic al României

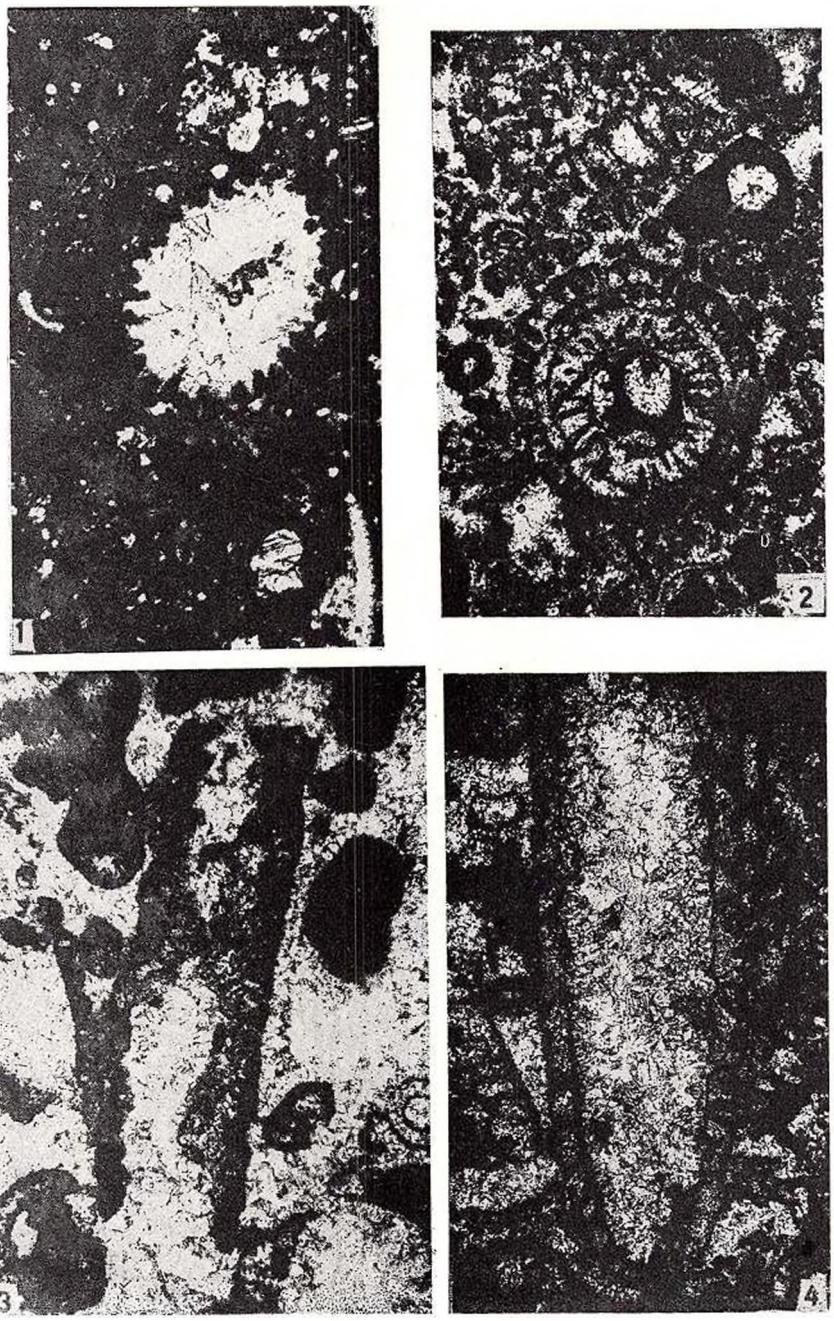
ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului.

Pl. XX.



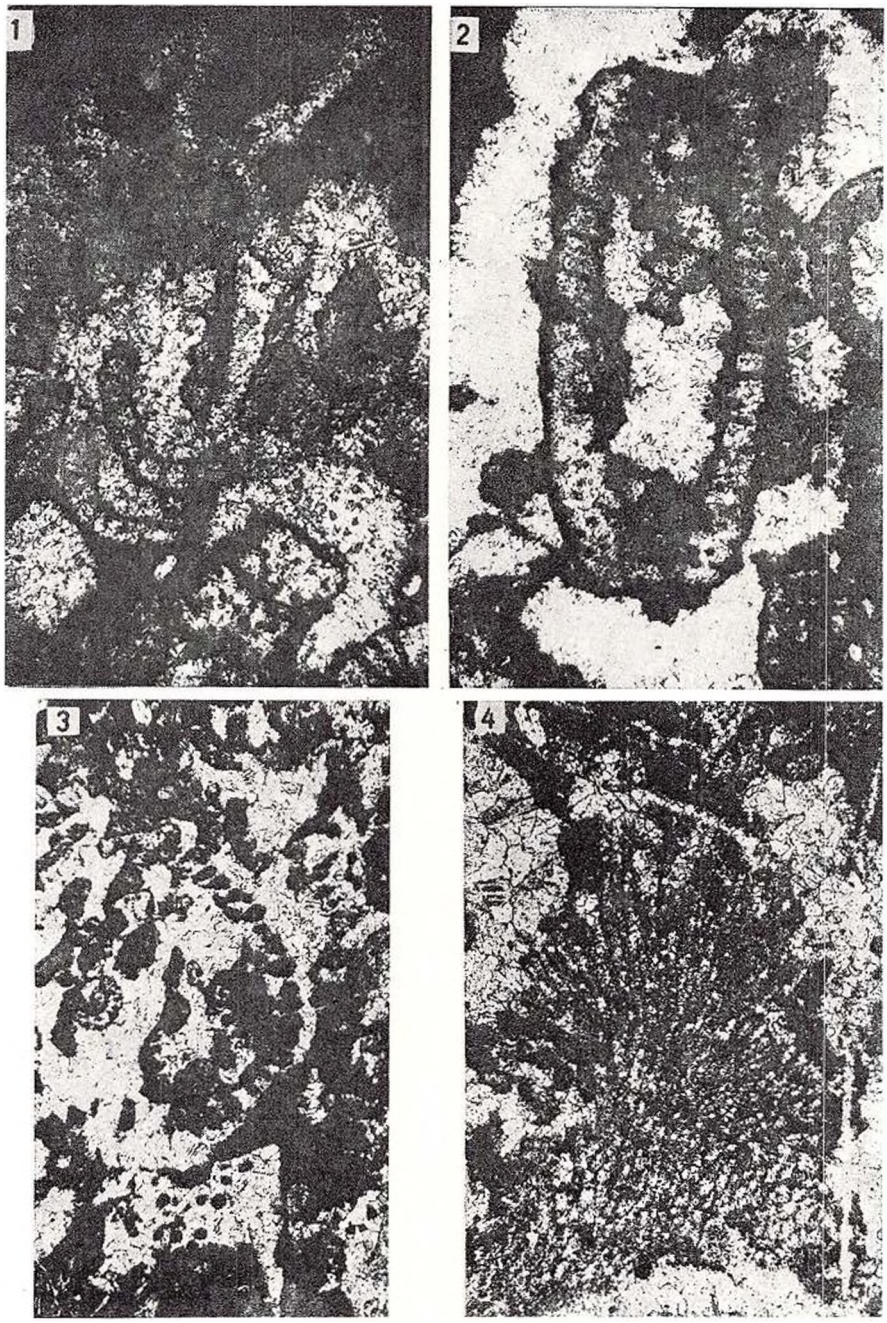
Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. XXI.



Institutul Geologic al României

ELENA POPA. Formations mésozoïques de la partie orientale de Pădurea Craiului. Pl. XXII.



Institutul Geologic al României

Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică a purtat în decursul timpului următoarele denumiri:

Anuarul Institutului Geologic al României, t. I-XV (1908-1930)

Anuarul Institutului Geologic al României (Annuaire de l'Institut Géologique de Roumanie) t. XVI-XXII (1931-1943)

Anuarul Comitetului Geologic (Annuaire du Comité Géologique) t. XXIII-XXXIV (1950-1964)

Anuarul Comitetului de Stat al Geologiei (Annuaire du Comité d'État pour la Géologie) t. XXXV-XXXVII (1966-1969)

Anuarul Institutului Geologic (Annuaire de l'Institut Géologique) t. XXXVIII-XLII (1970-1974)

Anuarul Institutului de Geologie şi Geofizică (Annuaire de l'Institut de Géologie et de Géophysique) de la t. XLIII-1975.

Institutul Geologic al României

INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

ANNUAIRE DE L'INSTITUT DE GÉOLOGIE ET DE GÉOPHYSIQUE

TOME LVIII

Institutul Geologic al României